



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

THÈSE

présentée par

David BAUMONT

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité: Géophysique - Géochimie - Géomécanique

Caractérisation sismologique de la structure lithosphérique des  
Andes Centrales (17° – 20°S)

Date de soutenance: 18 février 1999

Composition du jury:

M M. Campillo	Président	Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble
Mme H. Lyon-Caen	Rapporteur	DR CNRS, Ecole Normale Supérieure, Paris
M G. Wittlinger	Rapporteur	Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg
Mme A. Paul	Directeur de thèse	CR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
M J.-P. Avouac	Examineur	Ingénieur de recherche au C.E.A.
M P. Soler	Examineur	DR, Institut de Recherche pour le Développement



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

## THÈSE

présentée par

**David BAUMONT**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité: Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**Caractérisation sismologique de la structure lithosphérique des  
Andes Centrales (17° – 20°S)**

Date de soutenance: 18 février 1999

Composition du jury:

M M. Campillo	Président	Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble
Mme H. Lyon-Caen	Rapporteur	DR CNRS, Ecole Normale Supérieure, Paris
M G. Wittlinger	Rapporteur	Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg
Mme A. Paul	Directeur de thèse	CR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
M J.-P. Avouac	Examineur	Ingénieur de recherche au C.E.A.
M P. Soler	Examineur	DR, Institut de Recherche pour le Développement

10204045



A mes parents, à mon frère,

A mes amis, à Samuel,



## Remerciements

Je tiens à remercier en tout premier lieu Anne Paul qui a encadré ce travail et sans qui cette thèse n'aurait pu voir le jour. Je lui suis très reconnaissant de m'avoir accordé sa confiance et son soutien et cela dès mon arrivée en DEA au sein du LGIT. Je remercie aussi Helle Pedersen qui a consacré une partie de son temps à mon initiation à l'étude des ondes de surface. Je souhaite remercier Nicolas Shapiro pour ses conseils sur les inversions des courbes de dispersion des ondes de surface et pour m'avoir donné les programmes d'inversion qu'il avait écrits. Je tiens aussi à remercier l'ensemble des membres du jury, Michel Campillo (président), Hélène Lyon-Caen et Gérard Wittlinger (rapporteurs) et Jean-Philippe Avouac et Pierre Soler (examineurs) qui ont accepté de juger ce travail.

Un grand merci à tous ceux qui ont participé aux campagnes sismologiques Lithoscope 1991 (Bolivie), Lithoscope 1994 (Bolivie-Chili) et BANJO et SEDA 1994-1995 (Bolivie-Chili). Merci à Susan Beck et George Zandt de l'université d'Arizona (Tucson) qui m'ont accueilli chaleureusement dans leur laboratoire (SASO) et qui m'ont permis d'extraire l'ensemble des données des campagnes BANJO et SEDA dont j'avais besoin pour mener à bien les études présentées ici.

Merci à Jean-Charles Thomas pour sa relecture critique d'une partie de ce manuscrit. Merci à Patrice Baby, Isabelle Moretti et Philippe Rochat qui m'ont permis de mieux appréhender la géologie andine.

Un grand merci à tous les membres du laboratoire qui m'ont permis de réaliser ce travail dans les meilleures conditions.

Au cours des 4 années que j'ai passées au laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, j'ai eu l'opportunité de participer à plusieurs campagnes sismologiques. Un grand merci à Denis Hatzfeld qui m'a fait confiance en m'envoyant sur le terrain car ces campagnes m'ont beaucoup apporté.

Ce travail est aussi le fruit du soutien inconditionnel de ma famille et de mes amis. C'est donc tout naturellement à eux qu'est dédiée cette thèse. Elle t'est dédiée plus particulièrement à toi Sam en souvenir de tout ce que nous avons partagé.



# Table des matières

<b>1 Les Andes Centrales</b>	<b>13</b>
1.1 Caractéristiques de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine	15
1.1.1 La cinématique de la convergence	16
1.1.2 L'âge de la plaque Nazca - Géométrie de la subduction	18
1.1.3 Géométries crustale et lithosphérique: la compensation isostatique	19
1.1.4 Epaisseur de la lithosphère dans les Andes Centrales	23
1.2 Données géologiques - Les unités morphotectoniques	24
1.2.1 La plaine du Chaco - La zone subandine	25
1.2.2 La zone interandine	27
1.2.3 La Cordillère Orientale	27
1.2.4 L'Altiplano	28
1.2.5 La cordillère occidentale	29
1.3 Données géophysiques	29
1.3.1 Flux thermique	29
1.3.2 Fusion partielle dans la croûte	30
1.3.3 Structure en vitesse de la croûte et du manteau dans les Andes Centrales	32
1.4 Les modèles de formation de la chaîne andine.	36
1.4.1 Épaississement crustal par raccourcissement	36
1.4.2 Amincissement lithosphérique et épaississement crustal par raccourcissement	37
1.4.3 Addition magmatique et raccourcissement crustal	40
1.5 Objectifs	41
<b>2 Etude des phases régionales et de leurs anomalies</b>	<b>43</b>
2.1 Les phases régionales et leurs anomalies: présentation	45
2.1.1 Ondes Pg et Lg	45
2.1.2 Les autres phases	47
2.2 Origines possibles de l'atténuation apparente de l'onde Lg	50

2.2.1 Expansion géométrique de l'onde Lg dans une croûte de 65 km d'épaisseur	50
2.2.2 Effets des variations de la structure à grande échelle	52
2.3 Régionalisation du facteur de qualité	56
2.3.1 Matrice de résolution	63
2.3.2 Influence du modèle initial sur la solution finale	67
2.3.3 Influence de la taille de la maille sur la solution finale	69
2.3.4 Influence des erreurs sur les données	71
2.4 Evidence of strong crustal heterogeneity in the Bolivian Altiplano as revealed by attenuation of Lg waves	73
2.5 Introduction	74
2.6 Data Selection	75
2.7 Direct Observation of Lg Extinction	76
2.8 Regionalization of the crustal $Q_s$	80
2.8.1 Methodology	80
2.8.2 Results: Attenuation Maps	82
2.8.3 Frequency Dependence of $Q_s$	84
2.9 Discussion	87
2.10 Conclusions	90
2.11 Régionalisation de $Q_s$ utilisant des sismogrammes 3-composantes	96
2.12 Régionalisation de $Q_P$ à partir des mesures sur l'onde Pg	99
<b>3 Analyse des courbes de dispersion des ondes de surface pour la détermination des vitesses d'ondes S dans la lithosphère</b>	<b>103</b>
3.1 Les ondes de surface - Présentation générale	104
3.1.1 Les ondes de Rayleigh et les ondes de Love	104
3.1.2 La dispersion	106
3.1.3 Les modes	106
3.1.4 Expansion géométrique	108
3.2 Les données - Les stations	108
3.2.1 Sélection des séismes	109
3.2.2 Les stations large-bande et leur sismomètre	109
3.2.3 Pré-sélection des événements pour un couple de stations	110
3.3 Analyse temps-fréquence et filtrage	111
3.3.1 Analyse temps-fréquence	111
3.3.2 Exemples de diagrammes vitesse de groupe - période pour la station DOOR112	112
3.3.3 Filtrage temps-fréquence	114



3.4	Mesure de la vitesse de phase: méthodologie . . . . .	117
3.4.1	Interspectre - Filtrage de Wiener . . . . .	118
3.4.2	Sommation oblique . . . . .	122
3.4.3	Comparaison des deux méthodes . . . . .	125
3.4.4	Effets de l'anélasticité du milieu sur les mesures de vitesse de phase . . . . .	125
3.5	Inversion des courbes de dispersion des ondes de surface . . . . .	129
3.5.1	Méthode . . . . .	129
3.5.2	Contraintes a priori sur les modèles . . . . .	130
3.5.3	Vitesse dans le manteau . . . . .	130
3.6	Résultats: modèles de Vs sous les Andes Centrales . . . . .	131
3.6.1	L'Altiplano . . . . .	135
3.6.2	Le profil "Altiplano manteau" . . . . .	147
3.6.3	Los Frailes . . . . .	149
3.6.4	La Cordillère Orientale . . . . .	153
3.6.5	La Zone Subandine . . . . .	157
3.7	Conclusions . . . . .	159
<b>4</b>	<b>Géométrie du Moho - Fonctions récepteurs et temps d'arrivée de la Pn</b>	<b>162</b>
4.1	Les fonctions récepteurs . . . . .	163
4.1.1	Principe . . . . .	163
4.1.2	Méthodes . . . . .	164
4.1.3	Résultats . . . . .	167
4.2	Etude de la géométrie du Moho par modélisation des temps d'arrivée de l'onde Pn	169
4.2.1	Généralités . . . . .	169
4.2.2	Observations . . . . .	170
4.2.3	Identification de la première arrivée . . . . .	173
4.2.4	Origine des variations des temps d'arrivée de l'onde Pn . . . . .	176
4.2.5	Compilation des mesures . . . . .	177
4.2.6	Calcul de la géométrie du Moho . . . . .	178
4.2.7	Test du modèle de Beck et al. (1996), $V_p$ =constante . . . . .	184
4.2.8	Test du modèle de Beck et al. (1996) avec $V_p$ variable . . . . .	186
4.3	Conclusions . . . . .	191
<b>5</b>	<b>Discussion - Conclusions</b>	<b>194</b>
5.1	Rappel: principaux résultats de nos mesures . . . . .	194
5.2	Synthèse et interprétation . . . . .	197
5.2.1	Lithosphère de l'Altiplano . . . . .	199

5.2.2	La Cordillère Orientale et Los Frailes . . . . .	202
5.3	La frontière Altiplano/Cordillère Orientale: une zone où se concentre l'hétérogénéité de structure lithosphérique . . . . .	204



## Introduction générale

Les principales questions qui motivent les recherches sur les Andes Centrales portent sur l'origine de l'Altiplano, son évolution, les modes d'épaississement crustal et sa structure lithosphérique. La compréhension des phénomènes à l'origine de telles structures de grandes échelles ne peut être envisagée qu'à travers une approche pluridisciplinaire impliquant des domaines aussi variés que la géologie structurale, la géodynamique, la tectonique, la géochimie, la pétrologie, la magnéto-tellurique, la sismologie....

La sismologie ne peut certes pas apporter des réponses aux questions portant sur l'évolution de la structure, en revanche elle est un des uniques outils dont nous disposons pour sonder la structure lithosphérique. C'est dans ce but qu'ont été menées plusieurs grandes campagnes sismologiques au travers des Andes Centrales.

### Les campagnes Lithoscope en Bolivie

L'objectif principal des campagnes Lithoscope est d'étudier la structure lithosphérique par analyse des enregistrements téléseismiques. Le parc de stations sismologiques se compose de stations 1-composante et 3-composantes qui ont été équipées respectivement avec des sismomètres verticaux 1 Hz et des sismomètres 3-composantes 0.2 Hz. Deux campagnes sismologiques courtes-périodes furent menées au travers des Andes Boliviennes dans le cadre du programme Lithoscope. Entre novembre 1990 et février 1991, 34 stations 1-composante furent installées le long d'un segment de la chaîne andine au Nord de la Bolivie (Dorbath et al., 1993) (figure 0.1). Les stations ont été déployées sur un profil globalement perpendiculaire aux structures, depuis la Cordillère Occidentale jusqu'à la Zone Subandine. Entre juin et novembre 1994, une seconde campagne Lithoscope a été conduite dans le Sud de la Bolivie et le Nord du Chili à 20°S (Dorbath et al., 1996). 41 stations 1-composante et 15 stations 3-composantes ont été installées sur un profil de 700 km de long, orienté selon une direction E-W au travers des principales structures des Andes Centrales. La distance inter-stations est de l'ordre de 20 km. Tous les trois sites, les stations 1-composante ont été doublées par des stations 3-composantes. Au cours de ces deux campagnes de terrain, des séismes locaux, régionaux et des téléseismes ont été enregistrés. La détermination des localisations des séismes locaux et de la plupart des séismes

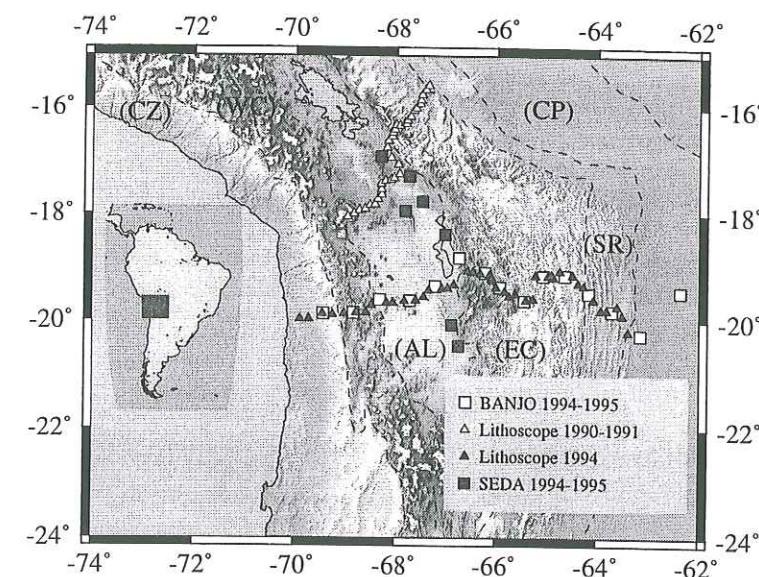


FIG. 0.1 – Carte topographique des Andes Centrales montrant la localisation des stations des campagnes Lithoscope 1990-1991, Lithoscope 1994, BANJO et SEDA. Les principales unités morpho-tectoniques sont indiquées en pointillés avec d'Ouest en Est: Zone Côtière (CZ), Cordillère Occidentale (WC), Altiplano (AL), Cordillère Orientale (EC), Zone Subandine (SR) et Plaine du Chaco (CP).

régionaux a été effectuée par Masson et al. (1999). Quant aux localisations des téléseismes et de quelques séismes régionaux, elles ont été extraites des tables éditées par l'USGS.

### Les campagnes SEDA et BANJO

En 1994, deux profils large-bande ont été déployés dans les Andes Centrales en Bolivie et au Nord du Chili (Beck et al., 1994) (figure 0.1). La campagne sismologique BANJO (Broadband ANdean JOint) se compose de 16 stations, disposées sur près de 1000 km depuis la côte chilienne jusqu'à la plaine du Chaco selon un profil globalement EW pendant une période d'un an et demi (Beck et al., 1996). Une partie de ce profil est commune avec le profil Lithoscope 1994, les stations américaines et françaises ayant été intercalées. Les capteurs utilisés sont des STS2 (100 s). 7 stations équipées de CMG3-ESP ou de CMG40, ont été placées selon un profil orienté N-S au cours de la campagne sismologique SEDA (Seismic Exploration of the Deep Altiplano) pendant un an (Zandt et al., 1996). Ces stations furent installées dans la zone en bordure de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale, sur une distance de 350 km, depuis La Paz jusqu'à Uyuni. Les enregistrements ont été faits en continu.



## Plan de la thèse

Disposant des données courtes périodes des campagnes Lithoscope 1991 et 1994 et d'une partie des données large-bande des campagnes BANJO et SEDA, nous avons appliqué différentes techniques d'analyse pour obtenir une meilleure caractérisation de la structure lithosphérique des Andes Centrales.

Dans la première partie, nous poserons la problématique liée à l'existence des Andes Centrales et de l'Altiplano-Puna. Comme nous l'évoquons au début de cette introduction, cette problématique s'insère dans un cadre plus général que l'aspect purement sismologique. C'est pourquoi nous nous attacherons à faire une présentation assez générale des Andes Centrales et de la géodynamique de cette région. Dans la seconde partie, nous mettrons en évidence l'existence d'anomalies de propagation des phases régionales Pg et Lg. Une régionalisation du facteur de qualité moyen de la croûte sera effectuée pour cartographier ces anomalies. La troisième partie sera consacrée à la détermination de la structure en vitesse des ondes S dans la lithosphère au travers des Andes Centrales par analyse des courbes de dispersion des ondes de surface. Enfin, nous étudierons la géométrie du Moho par analyse des fonctions récepteurs et nous nous intéresserons à la propagation des ondes Pn en tant que marqueur des variations latérales de la géométrie du Moho. Finalement, les aspects sismologique et géodynamique des résultats apportés seront traités.

Cette thèse a été aussi le fruit d'une collaboration scientifique franco-américaine entre le LGIT (Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique) de Grenoble et le laboratoire SASO (Southern Arizona Seismological Observatory) de l'université de Tucson. Elle s'est concrétisée en février 1997 par mon séjour de 3 mois au laboratoire SASO auprès de Susan Beck et de George Zandt.

## Chapitre 1

### Les Andes Centrales

La Cordillère des Andes, siège d'une activité volcanique et sismique importante, est un exemple d'orogénèse actuelle associée à la subduction d'une plaque océanique (plaque Nazca) sous une plaque continentale (plaque sud-américaine). Elle s'étend sur près de 8000 kilomètres (figure 1.1a) en bordure occidentale du continent sud-américain. Ses plus hauts sommets qui culminent à près de 7000 mètres d'altitude, sont parmi les plus élevés du monde.

C'est dans sa partie centrale que la chaîne andine est la plus large (figure 1.1). La zone déformée s'y étend sur près de 1000 kilomètres d'Ouest en Est. Cette région se caractérise aussi par un changement d'orientation des structures de part et d'autre du coude de Santa Cruz: NW-SE au nord de 18° de latitude sud et N-S au sud. Les Andes Centrales se composent de plusieurs unités morphotectoniques sub-parallèles. Sur une coupe transversale à la chaîne à 20° de latitude sud (figure 1.1), on reconnaît d'Est en Ouest: la plaine du Chaco, la zone subandine, la Cordillère Orientale, l'Altiplano, la Cordillère Occidentale et la zone côtière. Situé au cœur de la chaîne, l'Altiplano-Puna est l'élément morphologique essentiel des Andes Centrales. C'est le second plus grand plateau de haute altitude du monde après le plateau tibétain. Il se situe à une altitude moyenne de 3650 mètres (Isacks, 1988). Il s'étend sur une longueur de près de 1500 kilomètres depuis le sud du Pérou (15°S) jusqu'au nord de l'Argentine (27°S), sur une largeur d'environ 300 kilomètres. Ce haut plateau se compose de deux parties, avec au nord de 22°S, l'Altiplano bolivien, et au sud, la Puna. Ces deux régions sont associées à une topographie, un volcanisme et un style tectonique distincts. L'existence même de ce haut plateau de grande extension a depuis longtemps suscité l'intérêt des géologues. Son origine, son évolution et la cinématique associée, ainsi que sa structure lithosphérique sont encore controversées.



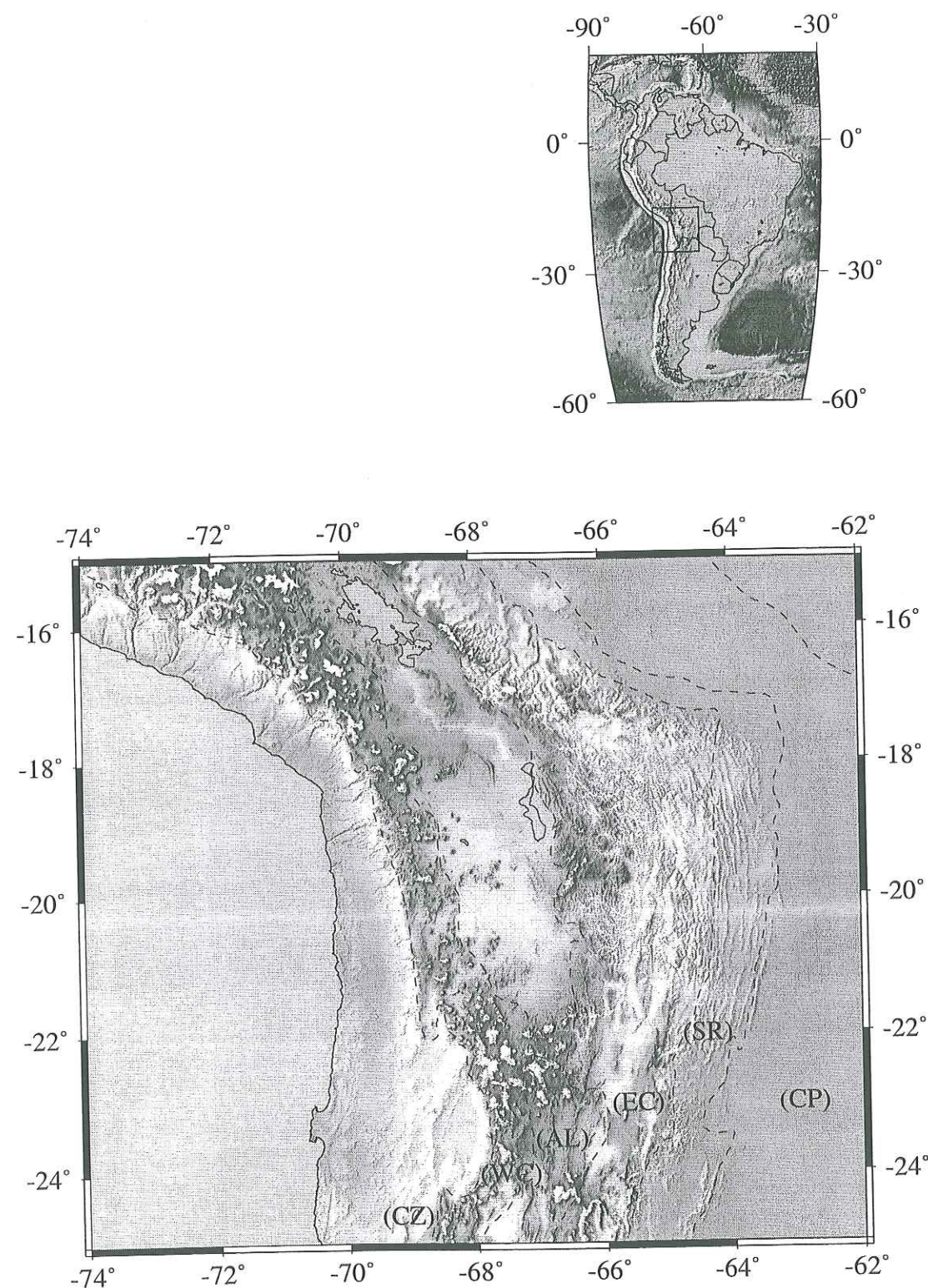


FIG. 1.1 – Modèles numériques de terrain du continent sud-américain et des Andes Centrales. Les lignes en pointillés séparent les différentes zones morpho-tectoniques de la chaîne qui sont, d'Ouest en Est: (CZ) Zone Côtière, (WC) Arc volcanique ou Cordillère Occidentale, (AL) le haut plateau de l'Altiplano-Puna, (EC) Cordillère Orientale, (SR) Zone Subandine et (CP) plaine du Chaco.

Au cours des trois dernières décennies, plusieurs grandes campagnes d'études géophysiques ont été menées dans cette région afin d'obtenir des contraintes sur la structure lithosphérique. Ces études y ont notamment révélé l'importance de l'épaisseur crustale qui atteint 70 km (James, 1971; Beck et al., 1996). Néanmoins, les modalités de ce sur-épaississement sont encore mal comprises. Les hypothèses qui ont été proposées vont d'un redoublement crustal par subduction continentale à une contribution à l'épaississement par addition magmatique, en passant par un raccourcissement horizontal de grande ampleur distribué sur une série de chevauchements d'échelle crustale.

Dans ce chapitre, afin de mieux aborder les questions qui se posent aujourd'hui sur la structure lithosphérique des Andes Centrales et sur la formation de l'Altiplano, je me suis attaché à replacer la chaîne andine et plus particulièrement les Andes Centrales dans leur contexte tectonique global. Les différentes observations géologiques et géophysiques seront décrites dans un premier temps pour faire le point sur les contraintes structurales dont nous disposons. Dans un second temps, je décrirai les différents modèles de formation de la chaîne.

Le but de mon travail a été d'apporter de nouvelles contraintes à la structure lithosphérique des Andes Centrales afin d'améliorer notre compréhension de la chaîne andine et de sa formation. Ce travail s'insère spécifiquement dans le cadre du projet Lithoscope 1994 Bolivie-Chili, mais les données de plusieurs autres campagnes sismologiques ont été utilisées (Lithoscope 1990-1991, BANJO et SEDA; voir figure 0.1). Les principaux axes de recherche et le type d'information que l'on a cherché à extraire des données sismologiques seront présentés à la fin de ce chapitre.

## 1.1 Caractéristiques de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine

Comme il l'a été mentionné dans l'introduction, la chaîne andine est clairement associée à la subduction de la plaque Nazca sous le continent Sud-américain. Les caractéristiques de cette subduction telles que la vitesse de convergence, l'âge de la plaque Nazca, la géométrie de la subduction, jouent un rôle important dans le contrôle de la déformation de la marge continentale, et pour cette raison, elles vont être décrites ici ainsi que leur influence.



### 1.1.1 La cinématique de la convergence

Par analyse des anomalies magnétiques observées sur les planchers océaniques, Pardo-Casas et Molnar (1987) ont reconstruit le mouvement relatif des plaques Nazca et sud-américaine au cours des 68 derniers millions d'années. Depuis 50 Ma, la direction de convergence de ces deux plaques est restée à peu près constante (figure 1.2), environ à N75°. En revanche, la vitesse de convergence de la plaque Nazca vers la plaque sud-américaine a varié au cours de cette même période (figure 1.3). Entre environ 50 et 42 Ma et entre 26 Ma et l'actuel, les vitesses de

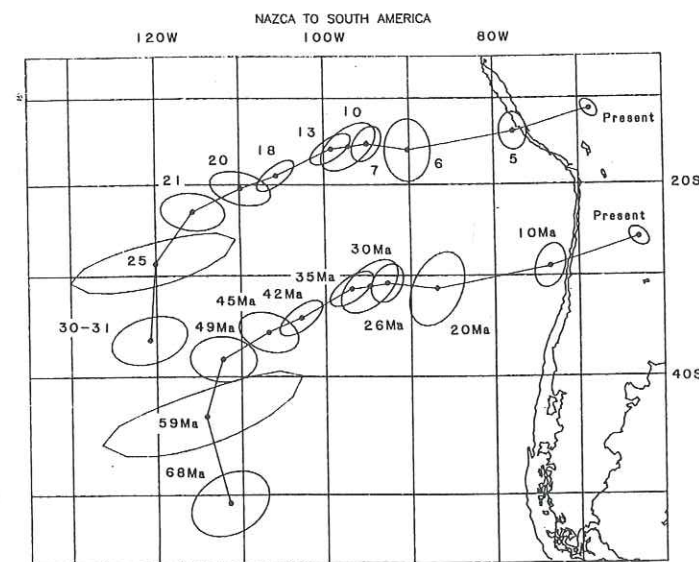


FIG. 1.2 – Mouvement relatif de deux points sur la plaque Nazca par rapport à la plaque Sud-Américaine au cours des 68 derniers Ma. Les nombres placés le long de la trajectoire la plus septentrionale désignent les anomalies magnétiques utilisées pour la reconstruction. La correspondance temporelle est donnée le long de la trajectoire la plus au sud. Figure extraite de Pardo-Casas et Molnar (1987).

convergence ont été élevées, à plus de 100 mm/an. Ces deux périodes coïncident avec des phases tectoniques intenses, les phases Incaïque et Quechua. Entre 42 et 26 Ma, la vitesse de convergence est plus modérée, puisque comprise entre 20 et 80 mm/an. C'est également une période de faible activité tectonique. Pour les 5 derniers millions d'années, les vitesses de convergence estimées à 100 mm/an (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Chase, 1978), sont probablement surestimées. A la suite de révisions de l'échelle des temps géomagnétiques, de nouvelles estimations donnent des vitesses un peu plus faibles de 78 mm/an (DeMets et al., 1994) selon la direction N79°.

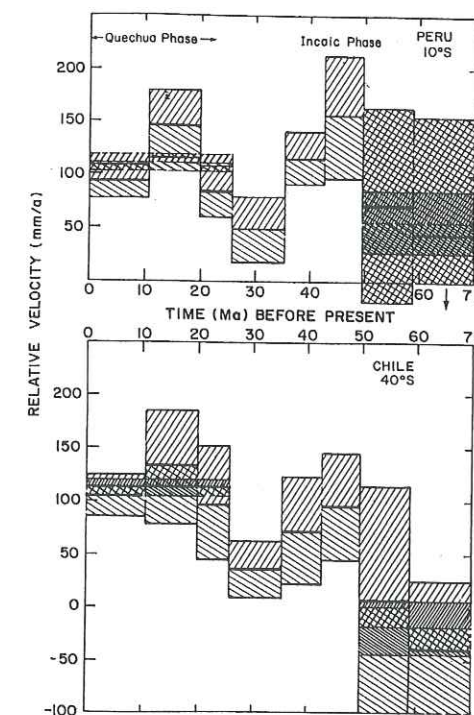


FIG. 1.3 – Evolution de la vitesse de convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Sud-Américaine au cours des 68 derniers Ma pour deux points situés respectivement à 10° et 40° de latitude Sud. Les rectangles hachurés représentent l'incertitude sur la vitesse de convergence. Figure extraite de Pardo-Casas et Molnar (1987).

L'actuelle topographie des Andes Centrales est attribuée principalement à un épaissement crustal qui aurait débuté à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (Isacks, 1988; Sempere et al, 1990), une époque charnière entre une phase de convergence lente et la phase rapide actuelle (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Silver et Russo (1996) ont montré que la phase Quechua (post-Oligocène) pourrait être une conséquence du blocage de l'ouverture de l'Atlantique à l'Est. Il y a 30 Ma environ, les mouvements des plaques Africaine et Sud-Américaine ont brusquement changé. Le mouvement vers l'Est de la plaque Africaine a décéléré suite à sa collision avec l'Eurasie, sans pour autant qu'il y ait un réel changement de la vitesse de divergence des plaques Africaine et Sud-Américaine. En conséquence, la vitesse du déplacement vers l'Ouest de la plaque Sud-Américaine se serait accrue. La résistance de la plaque Nazca à ce déplacement relatif de la plaque Sud-Américaine entraîne une déformation compressive de la marge continentale, déformation qui aurait augmenté avec l'accélération du mouvement relatif des plaques. La phase Quechua de l'orogénèse andine pourrait donc être liée par une relation de cause à effet à la collision des plaques Africaine et Eurasiatique.



### 1.1.2 L'âge de la plaque Nazca - Géométrie de la subduction

L'âge de la plaque océanique en subduction apparaît comme un des facteurs contrôlant la déformation de la plaque continentale et le développement des structures d'arrière arc (Molnar et Atwater, 1978). Ces auteurs proposent qu'avec l'âge, la subduction de la lithosphère océanique serait facilitée par l'augmentation de la densité de la lithosphère océanique (proche alors de celle de l'asthénosphère). Une vieille plaque océanique plonge sous son propre poids, ce qui peut faciliter le retrait de la fosse et l'ouverture d'un bassin d'arrière arc. Au contraire, la subduction d'une jeune plaque océanique telle que la plaque Nazca, peut nécessiter l'apport d'une force supplémentaire. Il en résulterait un développement de grandes déformations en régime compressif au niveau de la marge. Les études structurales récentes révèlent effectivement que les Andes Centrales se sont développées dans un contexte essentiellement compressif (Baby, 1995; Baby et al., 1990; Baby et al., 1992; Sheffels, 1990; Schmitz, 1994; Roeder, 1988).

La localisation de la sismicité de la zone de Wadati-Benioff (Barazangi et Isacks, 1976 et 1979; Hasegawa et Sacks, 1981; Cahill et Isacks, 1992), et l'imagerie télésismique de la structure en vitesse à 20°S (Dorbath et al., 1996; Dorbath, 1997), ont permis de déterminer la géométrie de la subduction de la plaque Nazca. En particulier, la tomographie a mis en évidence la continuité de la plaque plongeante dans sa partie asismique. La valeur de l'angle de plongement de la plaque Nazca varie avec la position considérée le long de la fosse (figure 1.4). Barazangi et Isacks (1976) et Jordan et al. (1983) ont montré que la segmentation des Andes en fonction du style tectonique de la région coïncide avec des changements de l'angle de plongement de la plaque Nazca. Entre 15 et 27°S, l'angle de plongement est de 30° et la chaîne est constituée d'un arc volcanique actif, d'un large plateau, et d'une chaîne d'avant-pays ("fold and thrust belt"). Dans les segments situés plus au Nord ou au Sud, la subduction est presque horizontale, le volcanisme récent est absent (Kay et al., 1987) et la chaîne est plus étroite. Cependant, il semble que ce ne soit pas le seul paramètre qui intervienne dans le contrôle de la déformation. En effet, Allmendinger et al. (1983) ont suggéré que les variations longitudinales des styles structuraux soient également reliées à la présence ou l'absence d'épais bassins sédimentaires Paléozoïques et Mésozoïques.

En résumé, le jeune âge de la plaque Nazca, l'augmentation de la vitesse de convergence et le blocage du déplacement vers l'Est de la plaque africaine au début du Néogène, semblent être à l'origine du développement d'un régime principalement compressif à la base de l'orogénèse andine.

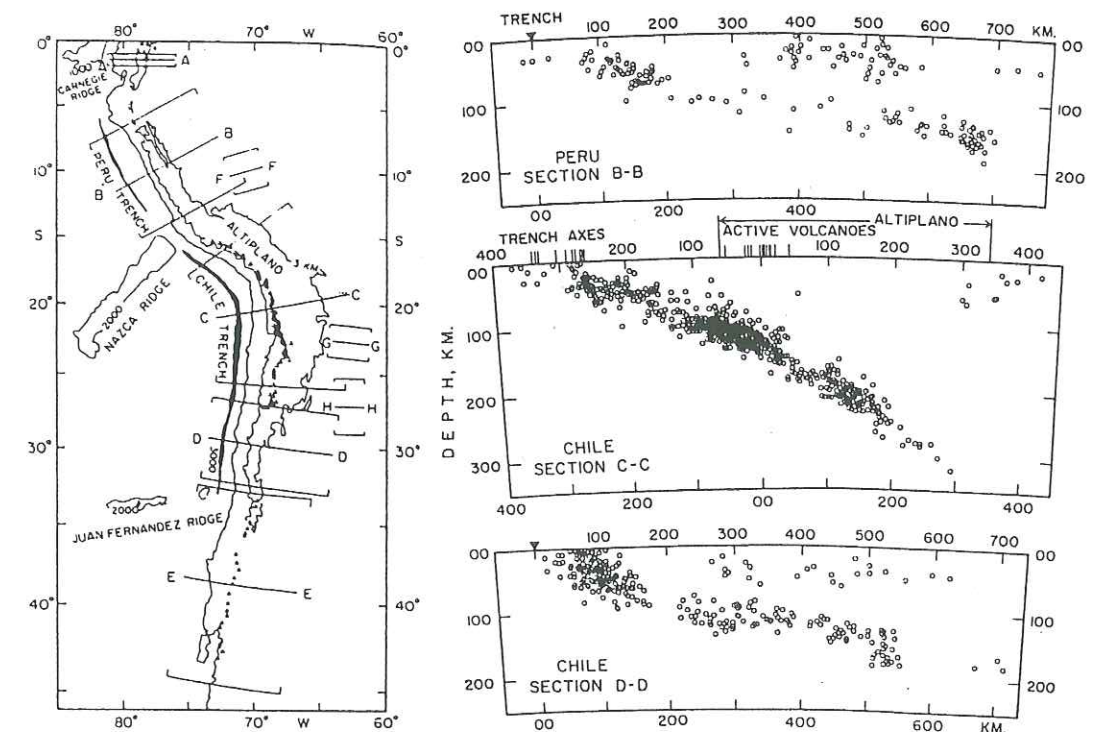


FIG. 1.4 - Zones de Wadati-Benioff pour trois sections transversales à la chaîne andine (à droite). Localisation des sections considérées (à gauche). Figure extraite de Barazangi et Isacks (1976).

### 1.1.3 Géométries crustale et lithosphérique: la compensation isostatique

L'existence même d'une chaîne de grande extension telle que les Andes Centrales soulève des questions quant à son maintien en altitude. Y a-t'il sous la chaîne une racine crustale, une remontée asthénosphérique qui assure une compensation isostatique de la topographie? Ou alors, le maintien en altitude de la chaîne est-il assuré grâce à la rigidité flexurale de la lithosphère? A ces questions, les investigations géophysiques faites dans les Andes Centrales ont apporté des éléments de réponse mais comme nous allons le montrer les variations longitudinales de la structure sont importantes.

#### Épaisseur de la croûte dans la partie Nord de l'Altiplano

A partir de l'analyse de la propagation des ondes de surface, James (1971) a déterminé un modèle de structure en vitesse de la lithosphère le long d'une coupe transversale à la chaîne localisée dans le sud du Pérou. Dans ce modèle, présenté sur la figure 1.5, l'épaisseur de la



croûte atteint environ 70 kilomètres sous la Cordillère Occidentale et l'Altiplano. La croûte s'amincit sous les flancs Est et Ouest de la chaîne. En analysant les données gravimétriques obtenues dans les Andes péruviennes, à l'extrémité nord du haut plateau, Fukao et al. (1989) ont proposé le modèle crustal présenté sur la figure 1.6. Dans la partie occidentale du modèle, les résultats de Fukao et al. (1989) et de James (1971) sont assez similaires avec de grandes épaisseurs de croûte sous la Cordillère Occidentale et sous l'Altiplano. En analysant les deux modèles plus en détails, on note par exemple que le maximum de la profondeur du Moho n'est pas situé au même endroit. Il se situe sous l'Altiplano pour James (1971) et sous la Cordillère Occidentale pour Fukao et al. (1989). Cette différence provient probablement de la moins bonne résolution de la méthode employée par James (1971) qui résulte en un modèle lissé. Sur la figure 1.6, on constate qu'entre la Cordillère Orientale et la Zone Subandine, l'anomalie de Bouguer augmente brusquement de 150 mGal, ce qui pourrait être associé à une discontinuité du Moho (Fukao et al., 1989; Fan et al., 1996). Dans la Cordillère Occidentale et l'Altiplano, l'équilibre isostatique semble donc être assuré par la présence de cette racine crustale. Dans la Cordillère Orientale, Fan et al. (1996) suggèrent que la topographie doit être maintenue par la rigidité flexurale du bouclier brésilien.

#### Épaisseur de la croûte dans la partie Sud de l'Altiplano

Les résultats obtenus par Wigger et al. (1994) lors d'une campagne de sismique réfraction au travers de la chaîne andine à 21°S mettent aussi en évidence la grande épaisseur de la croûte sous les Cordillères Orientale et Occidentale. En revanche, la sismique réfraction n'a pas permis jusqu'à présent d'identifier la base de la croûte dans l'Altiplano. Les causes avancées sont l'existence d'une croûte très atténuante ou l'absence d'un fort gradient de vitesse au Moho (Ocola et Meyer, 1972; Wigger et al., 1994). C'est avec l'étude des fonctions récepteurs faite par Beck et al. (1996), qu'un relevé de la variation latérale de l'épaisseur de la croûte au travers des Andes Centrales a pu être effectué (figure 1.7). Toutefois, cette détermination est faite sous les hypothèses que le rapport  $V_p/V_s$  est égal à 1.73 et que la vitesse moyenne des ondes P est de 6 km/s dans la croûte. Il sera donc important soit de pouvoir tester les hypothèses faites par ces auteurs, soit d'effectuer une détermination de l'épaisseur de la croûte à partir d'une autre méthode pour pouvoir comparer les deux résultats. Néanmoins, cette étude met en évidence les fortes variations latérales de l'épaisseur crustale au travers de la chaîne. La croûte à 20°S atteint une épaisseur de 70-74 km sous les Cordillères Orientale et Occidentale, de 60-65 km sous l'Altiplano, et elle s'amincit vers la plaine du Chaco avec 32-38 km. Ces auteurs ont aussi calculé l'épaisseur de la croûte prédite par la topographie dans l'hypothèse d'une compensation isostatique de type Airy. Les Andes Centrales semblent être compensées isostatiquement grâce à la présence d'une importante racine crustale, excepté dans la partie orientale de la zone subandine

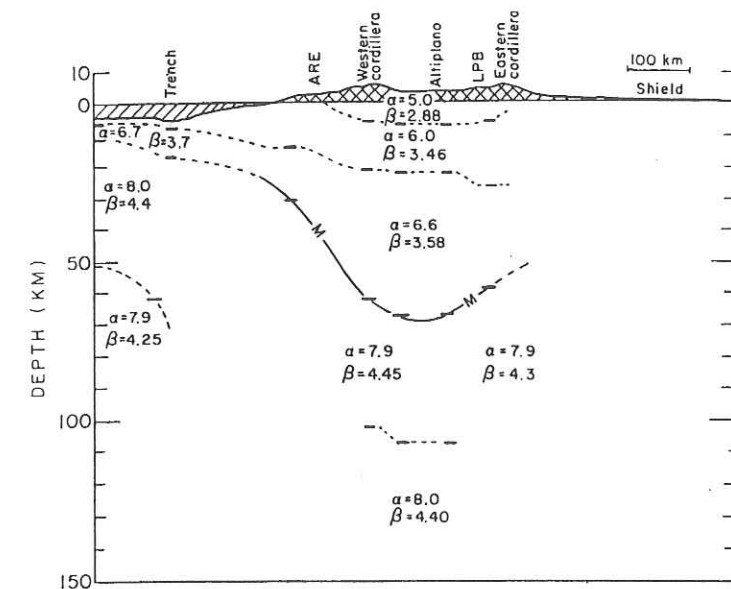


FIG. 1.5 – Structure en vitesse de la lithosphère au travers des Andes Centrales (Sud Pérou) déduite de l'analyse des ondes de surface. Figure extraite de James (1971).

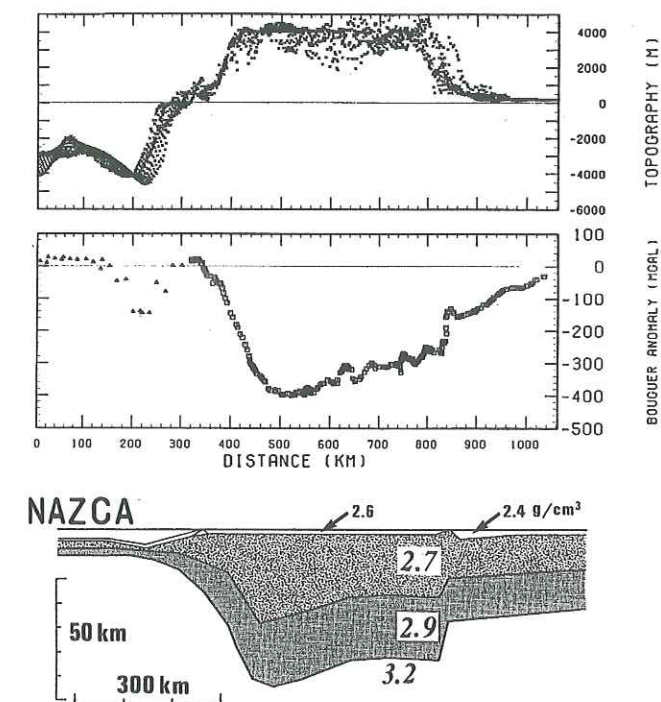


FIG. 1.6 – Modèle crustal en densité au travers des Andes Centrales (Sud Pérou), déduit de l'analyse des données gravimétriques (en bas). Anomalie de Bouguer (au milieu) et altitude des points de mesures (en haut). Figure extraite de Fukao et al. (1989).



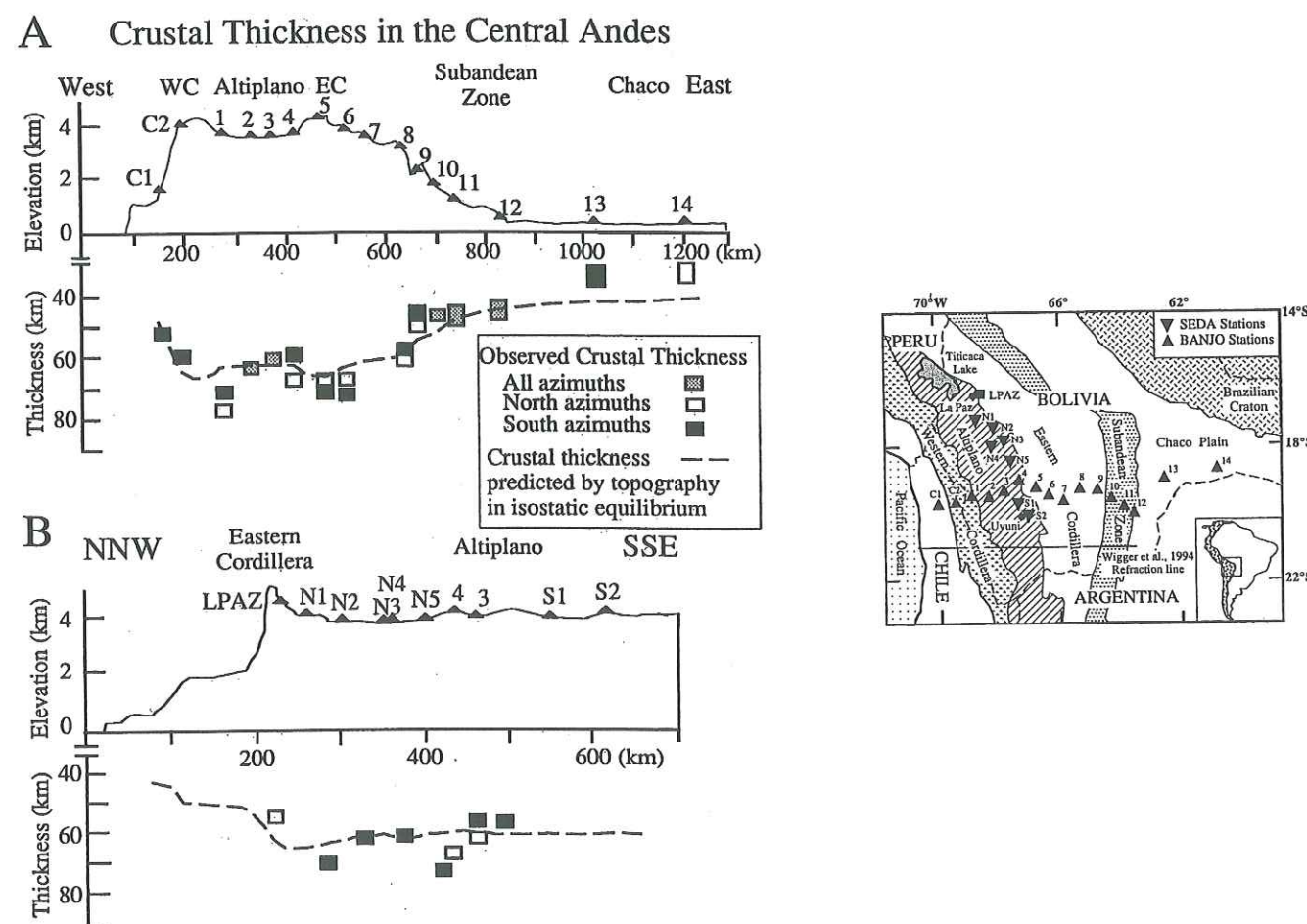


FIG. 1.7 - (A gauche) (A) Coupe E-W montrant la topographie (trait plein), les épaisseurs crustales déterminées par analyse des fonctions récepteurs (rectangles), et les épaisseurs de la croûte calculées dans un modèle de type Airy (la compensation isostatique est réalisée à 100 km de profondeur, en considérant des densités moyennes pour la croûte et le manteau de  $2.7 \text{ g/cm}^3$  et  $3.3 \text{ g/cm}^3$  respectivement). La localisation des stations (triangles) est présentée sur la figure de droite. (B) Même légende que (A) pour une coupe N-S. (A droite) Localisation des stations sismologiques large-bande déployées au cours des campagnes BANJO et SEDA. D'après Beck et al. (1996).

et dans la plaine du Chaco. Ces régions pourraient être supportées par la rigidité flexurale du bouclier brésilien (Lyon-Caen et al., 1985) qui plongerait sous la zone subandine (Suárez et al., 1983).

#### Épaisseur de la croûte dans la Puna

A ma connaissance, plus au sud, dans la Puna, l'épaisseur de la croûte n'est pas déterminée et donc le rôle de la croûte dans la compensation isostatique ne l'est pas non plus.

#### 1.1.4 Épaisseur de la lithosphère dans les Andes Centrales

L'amincissement de la lithosphère (par délamination, voir par exemple Kay et Kay (1993)) peut introduire une composante thermique au soulèvement topographique (Froidevaux et Isacks, 1984; Isacks, 1988). En effet, la flottabilité de l'ensemble est augmentée par le remplacement du matériel lithosphérique par du matériel chaud provenant de l'asthénosphère. A partir de la répartition des valeurs de l'atténuation des ondes sismologiques dans le manteau supérieur pour des trajets couvrant l'ensemble de l'Altiplano-Puna, Whitman et al. (1992 et 1996) ont déduit les variations d'épaisseur de la lithosphère le long de la chaîne andine entre  $14^\circ\text{S}$  et  $33^\circ\text{S}$  (figure 1.8). Dans ce modèle, la lithosphère a une épaisseur de l'ordre de 180 kilomètres sous l'Alti-

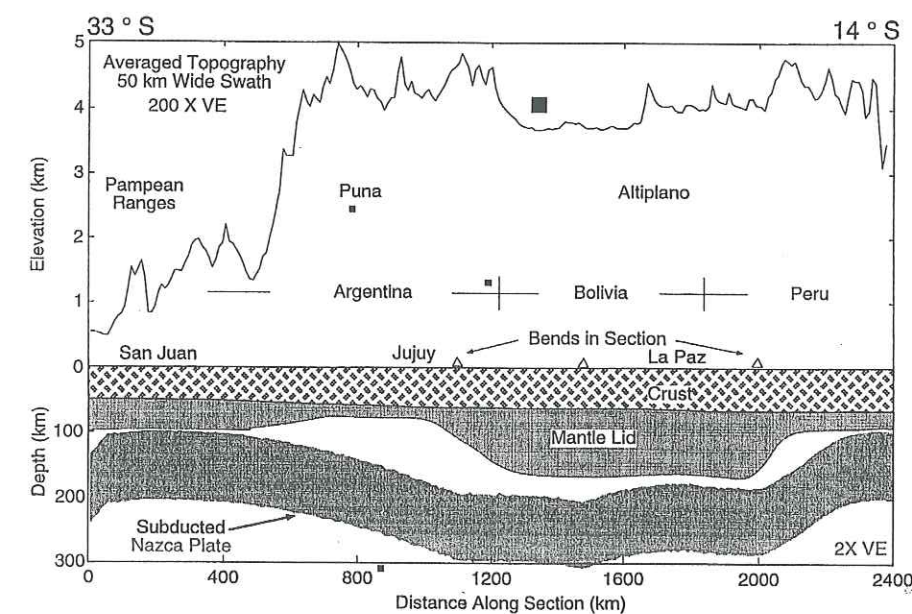


FIG. 1.8 - Variations de l'épaisseur de la lithosphère dans les Andes le long d'une coupe située à 300 km à l'Est de la fosse océanique entre  $14^\circ\text{S}$  et  $33^\circ\text{S}$ . Valeurs mesurées dans un modèle construit à partir des mesures d'atténuation des ondes sismiques. Figure extraite de Whitman et al. (1992).

plano, tandis qu'au nord et au sud de cette zone, elle s'amincit pour se réduire par exemple à une épaisseur de 70 km sous la Puna. Cette observation est en bon accord avec la distribution des caractéristiques chimiques et volumiques des roches volcaniques émises au cours du Plio-Quaternaire (Kay et al., 1994). En effet, dans la partie septentrionale de la Puna, les roches volcaniques révèlent une contamination lithosphérique qui est absente dans la partie la plus australe de la Puna, suggérant dans cette région le remplacement de la lithosphère par du matériel asthénosphérique. L'augmentation de l'élévation de la Puna coïncide donc avec la



réduction de l'épaisseur de la lithosphère. Ceci suggère que les altitudes plus importantes de cette région sont le résultat du soulèvement thermique conséquent à l'amincissement de la lithosphère. L'analyse des données gravimétriques faite par Introcaso (1993) montre que l'apport d'une composante thermique est plausible dans la Puna.

Dans l'Altiplano, les fortes épaisseurs de la lithosphère trouvées par Whitman et al. (1992 et 1996) suggèrent que la contribution thermique au soulèvement serait faible voire nulle. Ceci est en accord avec l'idée d'une compensation principalement assurée par la présence d'une racine crustale épaisse (Beck et al., 1996). De plus, les tomographies en vitesse des régions septentrionales et centrales de la Bolivie ne mettent pas en évidence des indices en faveur d'une délamination lithosphérique sous l'Altiplano (voir paragraphe 1.3.3). Cette contribution, sans être très importante, n'est peut être pas nulle pour autant si l'on considère les résultats de l'étude de Hoke et al. (1994). Cette étude est basée sur la détermination des rapports isotopiques de  $He^3$ . Elle met en évidence de forts rapports  $He^3/He^4$  sous la Cordillère Occidentale, l'Altiplano et une partie de la Cordillère Orientale. D'après Hoke et al. (1994), ces fortes valeurs révèlent l'existence de fusion partielle dans le manteau.

En résumé, dans l'Altiplano bolivien, la croûte est très épaisse même si dans le détail, les valeurs de cet épaissement crustal ne sont pas encore fermement contraintes. L'existence d'une croûte aussi épaisse (65-70 km) laisse penser que la compensation isostatique est de type Airy. Néanmoins, cette croûte épaisse pose de nouveaux problèmes. En effet, quels ont été les processus qui ont conduit à sa formation? Dans une croûte aussi épaisse, quel est l'état de la base de la croûte? Quelle a été l'histoire de cet épaissement? Les données géologiques couplées aux données géophysiques ont permis d'ébaucher différents modèles expliquant la formation de cette structure. Avant d'aborder la description de ces modèles, nous allons nous intéresser à l'apport des études géologiques et géophysiques.

## 1.2 Données géologiques - Les unités morphotectoniques

Au cours de la dernière décennie, l'apport de nouvelles données géologiques, sismiques et de forages a permis de mettre en évidence l'importance du raccourcissement au cours de l'orogénèse andine (Baby, 1995; Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Baby et al., 1989 et 1992; Lyon-Caen et al., 1985; Schmitz, 1994). Les résultats des travaux de paléomagnétisme sont en accord avec un modèle impliquant un important raccourcissement au centre du coude de Santa Cruz (Orocline bolivien) (Isacks, 1998). Au Pérou, les rotations sont horaires alors qu'au Chili, elles sont anti-horaires (voir par exemple Roperch et Carlier, 1992). Par ailleurs, les études stratigraphiques

ont permis de dater le fonctionnement des différentes unités morphotectoniques. Ces résultats sont d'une importance majeure dans la compréhension de la chaîne andine, aussi j'ai choisi de les présenter un peu plus en détails.

### 1.2.1 La plaine du Chaco - La zone subandine

La plaine du Chaco constitue le bassin d'avant-pays de la chaîne andine. Elle est peu déformée, et surmonte le bouclier brésilien.

La zone subandine est comprise entre le Chevauchement Frontal Principal (CFP) et le craton brésilien qu'elle chevauche (figure 1.9, zone hachurée). Grâce à l'exploration pétrolière, c'est une des régions les mieux connues des Andes. Elle est constituée d'un système de plis et de chevauchements d'avant-pays ("fold and thrust belt"), qui ont accommodé d'importantes valeurs de raccourcissement (Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Baby et al., 1989 et 1992). Cette zone s'est structurée essentiellement à partir de la fin du Miocène (Baby, 1995). Les roches à l'affleurement sont datées du Dévonien au Néogène (Kley et al., 1993). A partir des études structurales, des données de sismiques et de forages, Baby et al. (1989) ont établi des coupes équilibrées à différentes latitudes dans la Zone Subandine. La géométrie des structures ainsi que la valeur du raccourcissement qu'elles ont accommodé varient fortement du nord au sud. Ces variations sont attribuées à des différences pré-existantes des séries stratigraphiques et de leur géométrie. La Zone Subandine située au nord de 16°S est structurée par de larges anticlinaux. Le raccourcissement est de 135 km, soit un taux de 50%. Au sud, elle se subdivise en une zone interne, la plus déformée avec des raccourcissements importants, et une zone externe moins déformée (Baby et al., 1993b). Elle est constituée d'anticlinaux et de synclinaux plus étroits. Le valeur du raccourcissement est de 90 km soit un taux de 38%.

C'est au niveau de la courbure de la chaîne andine, dans le coude de Santa Cruz, que la zone subandine est la plus complexe. Les directions de raccourcissement et la géométrie des structures évoluent rapidement de part et d'autre du coude de Santa Cruz, et au cours de sa structuration, une composante de décrochement a accommodé la déformation (Baby et al., 1993a). Comme en témoigne l'activité sismique (figure 1.10), la zone subandine continue à se déformer. Elle constitue le front actuel de la déformation andine. Les mécanismes aux foyers qui y ont été déterminés, mettent effectivement en évidence une composante décrochante.



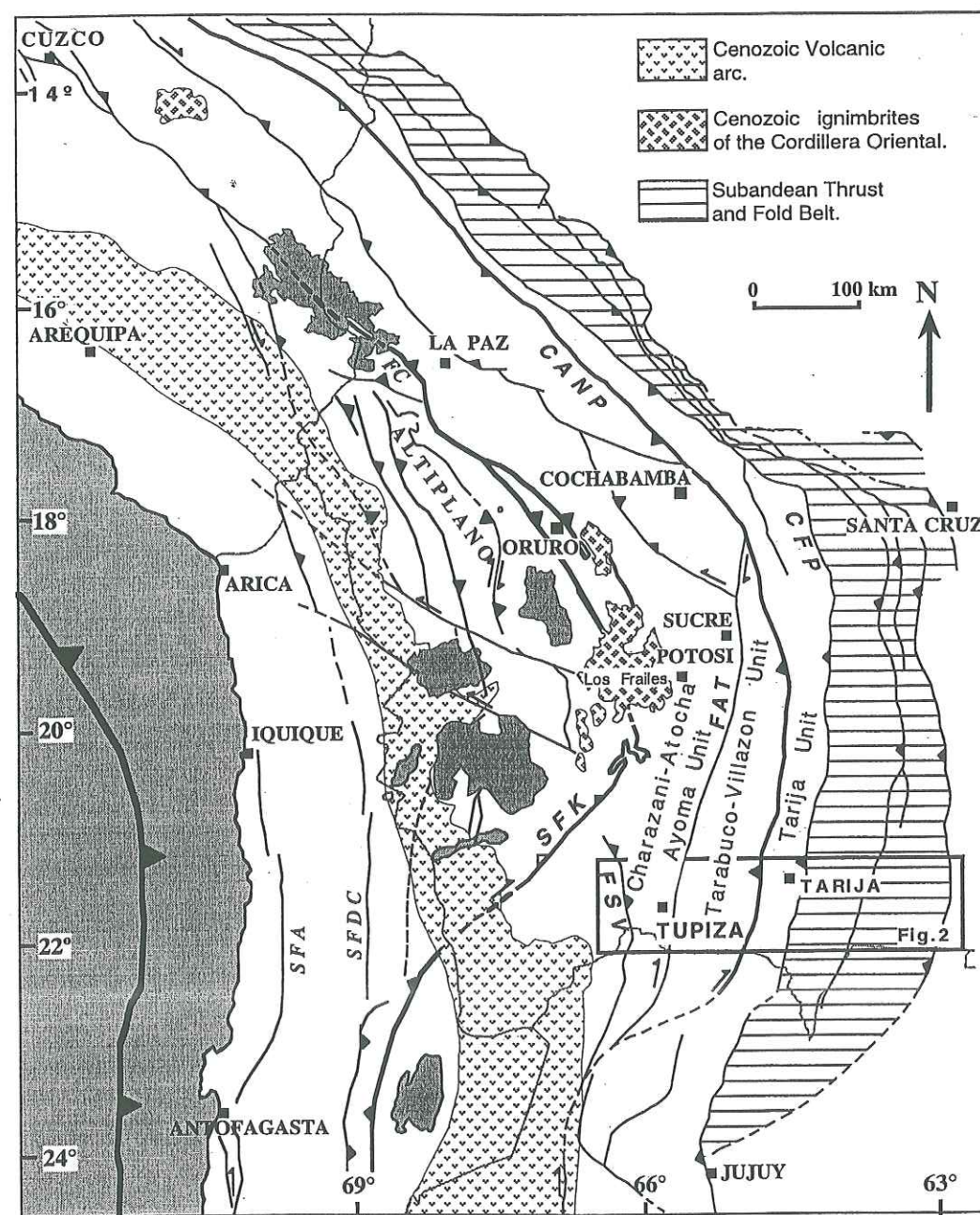


FIG. 1.9 – Carte géologique simplifiée de l'orocline bolivien. Figure extraite de Hérail et al. (1996).

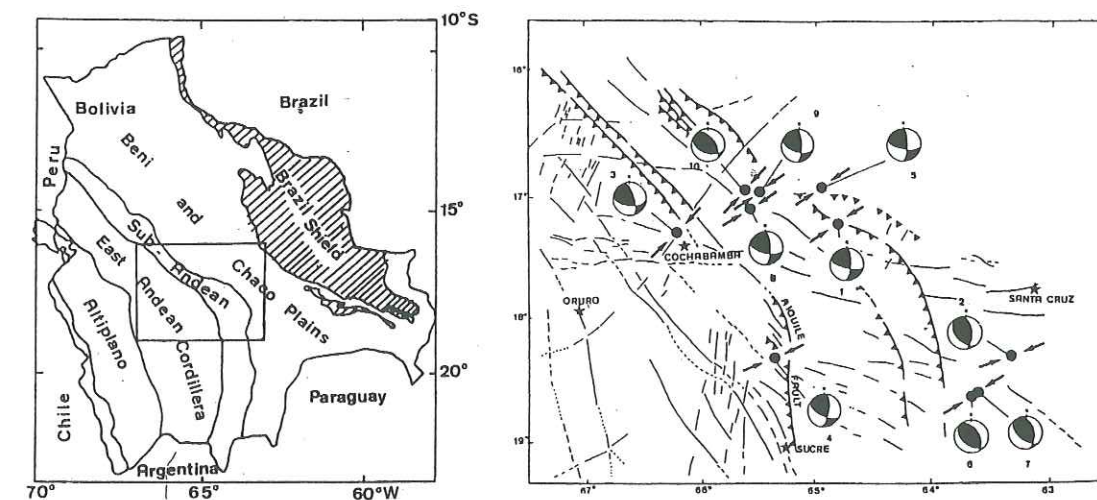


FIG. 1.10 – A gauche: carte des unités géologiques avec la délimitation de la région étudiée. A droite: carte des failles principales et des mécanismes au foyer obtenus par Vega et Buforn (1991).

### 1.2.2 La zone interandine

C'est une zone de transition étroite, entre la Zone Subandine et la Cordillère Orientale, où les chevauchements sont plus redressés (Baby, 1995). L'analyse des données gravimétriques indique que le socle est impliqué dans les chevauchements (Kley et al., 1993). Des roches Siluriennes à Dévoniennes y sont exposées en surface (Kley et al., 1993). Elle sépare la Cordillère Orientale de la Zone Subandine, deux régions où se sont développés des styles structuraux très différents.

### 1.2.3 La Cordillère Orientale

La Cordillère Orientale forme un large anticlinorium, exposant en surface des roches d'âge Précambrien à Ordovicien, alors que dans les régions adjacentes, affleurent des roches plus récentes d'âge Silurien à Néogène. Elle se situe entre la faille de Coniri (FC)-Laurani et le chevauchement andin principal (CANP, Cabalgamiento Andino Principal) au Nord et la faille de San Vicente (FSV) et le chevauchement andin principal (CANP) qui sont représentés sur la figure 1.9.

Sa structuration aurait débuté à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (Sempere et al., 1990). Comme dans la zone Interandine, le socle est impliqué dans les chevauchements (Roeder, 1988). Ceci est en accord avec les résultats de sismique réfraction (figure 1.11) qui mettent en évidence la présence de réfracteurs rapides dans la croûte moyenne de la Cordillère



Orientale (Wigger et al., 1994). D'après les auteurs de cette étude, ces discontinuités sont interprétées comme la base d'une croûte continentale. Le style structural de la déformation du flanc Est des Andes Centrales évolue donc d'une structure de type "thin-skinned" dans la Zone Subandine à un type "thick-skinned" dans la Cordillère Orientale.

La valeur du raccourcissement dans la Cordillère Orientale estimée par Baby et al. (1996) est comprise entre 80 et 100 km. Le raccourcissement crustal minimum pour l'ensemble de la Cordillère Orientale et la zone subandine à 18°S a été estimé à 210 km (Sheffels, 1988).

La Cordillère Orientale est intrudée par des plutons granitiques d'âge triasique. Elle est aussi recouverte par d'importantes surfaces d'ignimbrites peralumineuses au niveau de Macusani (Sud Pérou), de Morococala et de Los Frailes (Bolivie) (Leroy et Jimenez, 1996). Cet ensemble fait partie d'une ceinture volcanique intérieure, dite ceinture d'étain (Ericksen et al., 1990). Il est à noter la corrélation spatiale de cette ceinture volcanique intérieure, avec les régions où les valeurs du flux thermique mesurées par Henry et Pollack (1988) sont les plus fortes (aux alentours de  $84 \text{ mW.m}^{-2}$ ).

#### 1.2.4 L'Altiplano

L'Altiplano est un haut plateau. Il correspond à un immense bassin intra-montagneux alimenté par les produits d'érosion des Cordillères Orientale et Occidentale - l'épaisseur des sédiments Cénozoïques y atteint près de 10 kilomètres. Baby (1995) propose plusieurs grandes étapes de la déformation dans l'Altiplano et dans la Cordillère Orientale que nous allons résumer ici. Au cours de l'Oligocène, s'ouvre une série de demi-grabens dans l'Altiplano. Au cours de l'Oligo-Miocène (29-22Ma), les régions de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale sont caractérisées par une tectonique en décrochement sénestre (N-S) (Baby, 1995) qui est à l'origine de la formation de bassins mais aussi de structures compressives (Baby et al., 1990). La fin de cette période (environ 22 Ma) marque une évolution de la tectonique. Les décrochements se scellent. Dans la partie orientale de l'Altiplano, la géométrie de la déformation et les dépôts sédimentaires suggèrent que cette zone aurait fonctionné comme un bassin d'avant-pays au cours de l'activation des chevauchements de la zone comprise entre la faille de Coniri et la Cordillera Real (Sempere et al., 1990; Baby et al., 1990). Au Miocène moyen (14-10 Ma), l'Altiplano Nord se caractérise par l'ouverture de grands demi-grabens comme le bassin Corque (Rochat et al., 1998). L'inversion des demi-grabens occidentaux débute au Miocène supérieur (10-6 Ma) et marque la fin du fonctionnement des chevauchements à l'Est (Baby, 1995; Rochat et al., 1998). L'inversion des demi-grabens occidentaux se poursuit au Plio-Quaternaire (Baby, 1995).

L'étude de la nappe de Calazaya a révélé l'importance du raccourcissement horizontal à la limite de la partie orientale de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale (Baby et al., 1992). La valeur du raccourcissement est estimée à 40 kilomètres.

#### 1.2.5 La cordillère occidentale

La Cordillère Occidentale correspond à l'arc volcanique associé à la subduction. Les roches volcaniques émises sont principalement de type andésitique. Les régions où la géométrie de la subduction est subhorizontale se caractérisent par l'absence de volcanisme quaternaire. Dans ces régions, la base de la plaque continentale semble être directement en contact avec la plaque Nazca. Il semblerait donc que la présence de manteau asthénosphérique entre les deux plaques soit requise pour l'existence du volcanisme. Cependant, l'existence dans ces régions de volcanisme au cours du Miocène, indiquerait que l'angle de plongement de la plaque Nazca était plus élevé à cette époque.

En résumé, le raccourcissement dans la Zone subandine, la Cordillère Orientale et la partie orientale de l'Altiplano est important. La Zone subandine et la Cordillère Orientale se caractérisent par leur style structural différent: "thin-skinned" dans le subandin et "thick-skinned" dans la Cordillère Orientale. Il est à noter que le développement des structures dans les unités actuelles n'a pas été synchrone mais il s'est produit une migration du front de déformation vers l'Est. Dans l'Altiplano, il existe peu de contraintes sur la valeur du raccourcissement. L'épaisseur des dépôts sédimentaires détritiques y est importante.

### 1.3 Données géophysiques

#### 1.3.1 Flux thermique

Henry et Pollack (1988) ont montré que le flux thermique terrestre mesuré dans la Cordillère Péruvienne est beaucoup plus faible que celui mesuré dans l'Altiplano et la Cordillère orientale en Bolivie (en moyenne  $41 \text{ mW.m}^{-2}$  contre  $84 \text{ mW.m}^{-2}$ ). Les fortes valeurs observées dans l'Altiplano et dans la Cordillère orientale en Bolivie sont représentatives d'une zone d'arrière-arc. Ces auteurs ont corrélié ces variations du flux thermique avec les variations de l'angle de plongement de la plaque Nazca le long de la zone de subduction. Dans les régions où la subduction est presque horizontale, la plaque Nazca, froide, pourrait réduire le flux thermique en absorbant la chaleur du milieu environnant, et en faisant écran au flux thermique ascendant. En Bolivie, dans le coin asthénosphérique compris entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante, une cellule de convection induite par la subduction de la plaque Nazca pourrait



au contraire accroître le flux thermique.

### 1.3.2 Fusion partielle dans la croûte

Les résultats obtenus à 21°S par Wigger et al. (1994) par analyse des données de sismique réfraction sont présentés sur la figure 1.11, avec en haut, une coupe E-W de la structure en vitesse des ondes P utilisée pour le tracé de rais, et au milieu, une coupe E-W avec les discontinuités de vitesse observées. Au bas de la figure, sont tracées les variations de vitesse moyenne

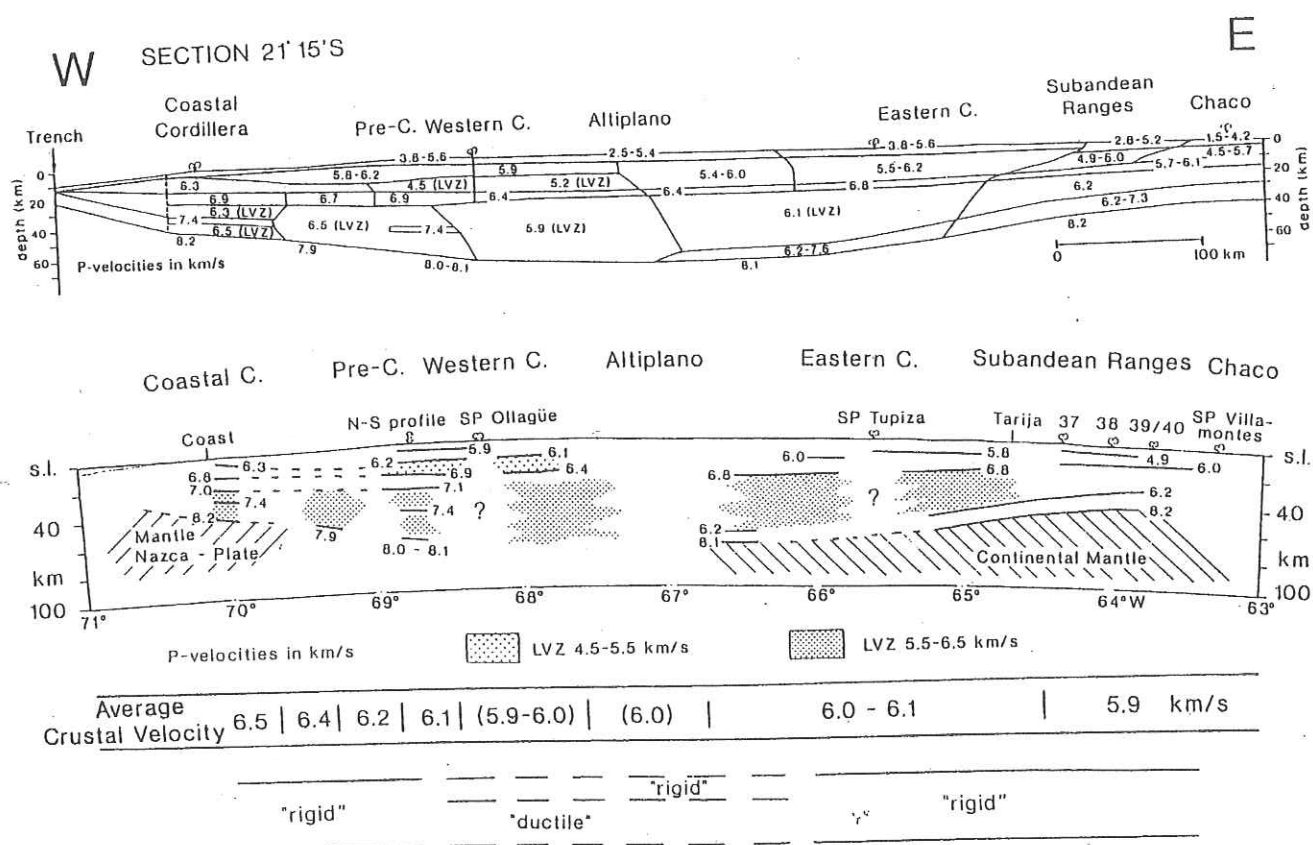


FIG. 1.11 – En haut, coupe à 21°S de la structure en vitesse des ondes P utilisée pour le tracé de rais. Au milieu, coupe EW des discontinuités de vitesse observées. En bas, variations de la vitesse moyenne dans la croûte et variations du comportement mécanique de la croûte. Figure extraite de Wigger et al. (1994).

dans la croûte. Sur la figure 1.11, on note qu'aucune information n'a pu être extraite dans la croûte de l'Altiplano. L'absence d'énergie réfléchi par la structure crustale de l'Altiplano un des résultats frappants de cette étude. Sur d'autres données de sismique réfraction obtenues au travers de l'Altiplano péruvien et le Nord de l'Altiplano Bolivien, Ocola et Meyer (1972)

ont observé une forte atténuation des ondes de volume dans l'Altiplano et, pour expliquer les fortes amplitudes des arrivées secondaires qu'ils observent, ils postulent l'existence de zones à moindres vitesses dans la croûte. La croûte inférieure pourrait donc être partiellement fondue ce qui expliquerait la difficulté qui existe pour observer la base de la croûte (Ocola et Meyer, 1972; Wigger et al., 1994).

Schmitz et al. (1997) ont tenté de modéliser les données gravimétriques à partir du modèle de vitesse 2D obtenu par Wigger et al. (1994) via une relation empirique reliant vitesse et densité. Les faibles vitesses dans la croûte sous l'Altiplano se convertissent en faible densité via leur relation empirique. Le modèle de densité qu'ils obtiennent surcompense l'anomalie de Bouguer négative de -450 mGal. D'après ces auteurs, ceci serait dû à la présence en base de croûte de matériel anormalement lent (et donc peu dense dans leur analyse). Afin de réconcilier les études gravimétriques et sismiques, il faudrait placer en base de croûte des densités élevées sans modifier les vitesses. Pour cela, Schmitz et al. (1997) font intervenir une augmentation de la température jusqu'à obtenir fusion partielle du matériel crustal. Toujours d'après ces auteurs, les densités sont relativement peu modifiées mais les vitesses sont fortement réduites. Pour expliquer les faibles vitesses et l'anomalie de Bouguer de -450 mGal, le modèle obtenu requiert des taux de fusion partielle de l'ordre de 15 à 20% en base de croûte. L'augmentation de la température et la fusion partielle qui en résulterait, sont supportées par l'observation des fortes valeurs du flux thermique (Henry et pollack, 1988) ainsi que par l'existence d'une zone à forte conductivité en base de croûte dans l'Altiplano (Schwartz et al, 1994).

En effet, à partir des données de magnéto-tellurique, Schwartz et al. (1994) ont modélisé les variations de la résistivité au travers de la partie sud des Andes Centrales (figure 1.12). La

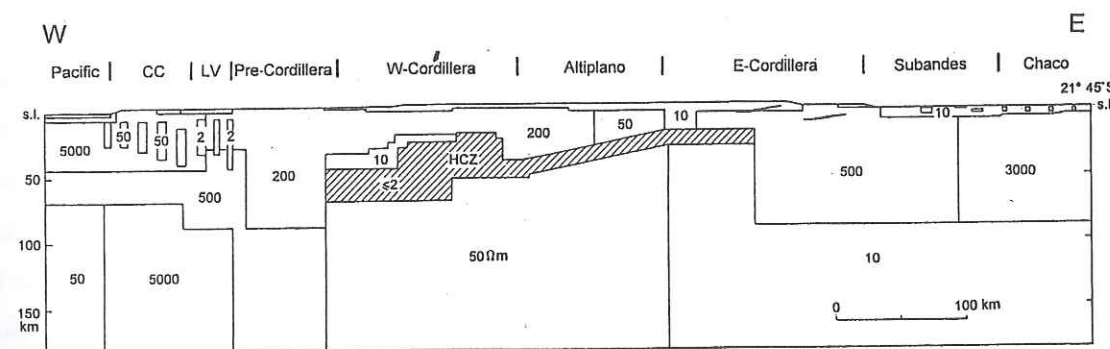


FIG. 1.12 – Modèle composite de la résistivité de la lithosphère à environ 21°S. Figure extraite de Schwartz et al. (1997).



région qui s'étend depuis la Cordillère Occidentale jusqu'à la moitié de la Cordillère Orientale se caractérise par la présence d'une zone à très forte conductivité. Située en base de croûte sous l'arc magmatique, cette zone anormalement conductrice remonte progressivement vers l'Est pour atteindre la profondeur d'environ 20 km dans la Cordillère Orientale. La forte conductivité sous la Cordillère Occidentale et sous la partie occidentale de l'Altiplano est attribuée à la présence de fusion partielle. Sous la partie orientale de l'Altiplano et dans la Cordillère Orientale, cette anomalie pourrait être expliquée par des chevauchements tectoniques de grande échelle, la présence de fluides minéralisés et de la fusion partielle.

Nous nous attacherons donc dans notre étude à caractériser la base de la croûte pour apporter des éléments de réponse en faveur de la présence ou de l'absence de fusion partielle.

### 1.3.3 Structure en vitesse de la croûte et du manteau dans les Andes Centrales

Revenons aux résultats de Wigger et al. (1994) présentés sur la figure 1.11. On note l'existence de discontinuités de vitesse importantes (6.8-6.1 km/s à une profondeur de 20-25 km) dans la croûte moyenne sous la Cordillère Orientale qui ont été interprétées par Wigger et al. (1994) comme la base de croûte inférieure continentale. Dans la Zone Subandine, cette discontinuité de vitesse n'est plus observable ce qui semble signifier que la croûte inférieure n'est pas impliquée dans le système de plis et chevauchements d'avant-pays.

Sur la figure 1.13, sont présentées deux coupes verticales des perturbations de vitesses de la lithosphère, obtenues par inversion des résidus des données télésismiques acquises au cours de deux campagnes Lithoscope par Dorbath et al. (1993) et Dorbath et al. (1996). Au Nord, le profil s'étire l'Altiplano et la Cordillère Orientale. Les perturbations de vitesse sont très contrastées avec au N-E du profil, une zone à vitesse rapide, et au S-W, une zone à faible vitesse. Ces deux zones sont séparées par une limite subverticale qui coïncide en surface avec le système de failles de la Cordillera Real (CRFZ). Dans l'Altiplano, l'anomalie lente est confinée dans la croûte, tandis que dans la Cordillère Orientale, l'anomalie rapide s'étend depuis la surface jusqu'à une profondeur de 120 km. L'anomalie rapide sous la Cordillère Orientale a été associée par Dorbath et al. (1993) au craton brésilien, et dans cette interprétation, la CRFZ est une ancienne suture. Au S-W, l'anomalie lente a été associée à la couverture sédimentaire présente dans l'Altiplano. Par inversion simultanée des temps d'arrivée des séismes locaux et de leurs paramètres hypocentaux, Dorbath et Granet (1996) ont déterminé la structure en vitesse de la croûte dans l'Altiplano et la Cordillère Orientale dans la partie Nord de la Bolivie. Sur la

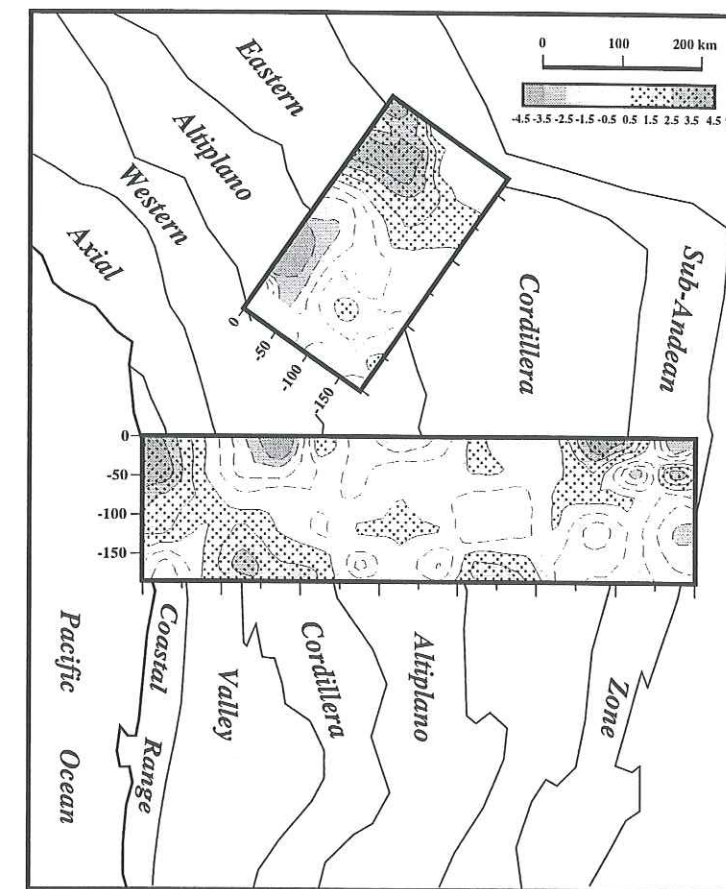


FIG. 1.13 – Perturbations de vitesse dans la lithosphère au travers de deux segments de la chaîne andine, correspondant aux profils utilisés au cours des campagnes sismologiques Lithoscope. Le sommet de chaque coupe a été tracé sur la carte structurale en fonction de sa localisation. D'après Dorbath et al. (1996) et Dorbath et al. (1993).

figure 1.14, sont représentées les perturbations de vitesses P le long de deux coupes situées à proximité du profil télésismique Nord de la figure 1.13. Les résultats sont en bon accord avec ceux de l'inversion des résidus télésismiques. Dans l'Altiplano, entre les failles de San Andres et de Laurani-Coniri, on identifie un bassin à faible vitesse qui atteint 20 km de profondeur et qui est clairement associé au remplissage sédimentaire. L'épaisseur de la croûte est d'environ 65 km ce qui est cohérent avec les résultats d'autres études géophysiques présentés dans le paragraphe 1.1.3. Cette étude confirme que la CRFZ représente la limite Ouest de l'anomalie rapide en surface. La zone rapide se prolonge donc en profondeur sous la partie Sud-Ouest de la Cordillère Orientale et sous l'Altiplano. Il n'y a donc pas d'anomalie lente de vitesse en base de croûte dans l'Altiplano. La géométrie de la discontinuité de vitesse n'est pas la même que celle obtenue sur le profil Nord de la figure 1.13. Elle est subverticale jusqu'à 40 km, puis plonge



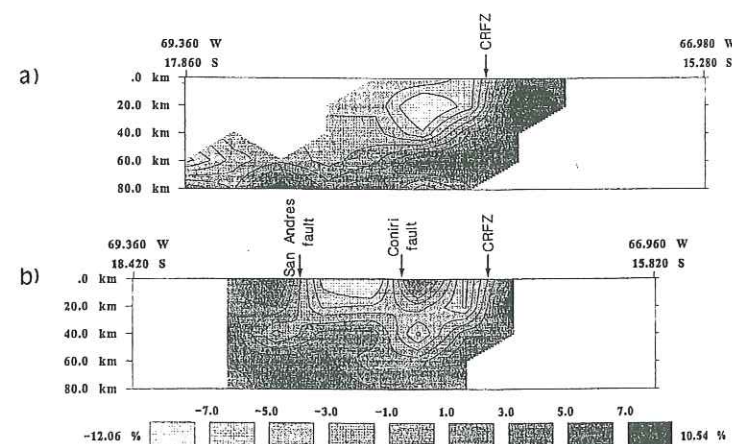


FIG. 1.14 – Image tomographique des perturbations de vitesse d'ondes P selon une coupe verticale proche du profil Nord présenté figure 1.13. D'après Dorbath et Granet (1996).

avec un angle modéré vers le S-W jusqu'à une profondeur de 70 km.

Sur la figure 1.13, on note que les perturbations de vitesse sur les coupes Nord et Sud sont significativement différentes. Les variations latérales des perturbations de vitesse dans la coupe Sud sont nettement moins contrastées que celles observées sur la coupe Nord. Cependant, la plupart des anomalies décrites sur la coupe Nord sont présentes sur la coupe Sud. La croûte de la Cordillère Occidentale qui n'a pas été échantillonnée sur le profil Nord, se caractérise par la présence d'une anomalie lente. Les tomographies sur les profils Nord et Sud ne mettent pas en évidence une zone anormalement lente entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante sous la cordillère Occidentale et l'Altiplano, zone lente qui serait attendue en présence d'une remontée asthénosphérique. Nous verrons que la caractérisation du manteau supérieur est primordiale pour tester les différents modèles de formation des Andes Centrales.

Myers et al. (1998) ont réalisé une tomographie des séismes régionaux et locaux enregistrés aux stations des réseaux SEDA et BANJO (voir localisations sur figure 1.7). Une coupe transverse à la chaîne andine a été réalisée dans laquelle sont résumées les principales propriétés sismologiques de la lithosphère (figure 1.15). La résolution dans la croûte n'est pas très bonne, aussi nous nous focaliserons sur les résultats obtenus dans le manteau. Sous l'Altiplano, les vitesses dans le manteau supérieur sont relativement élevées et l'atténuation y est modérée. Ceci privilégie la présence de manteau lithosphérique à celle de manteau asthénosphérique. Sous la Cordillère Occidentale, le rapport  $V_p/V_s$  est élevé, 1.83, les vitesses et le facteur de qualité des ondes S et P sont très légèrement plus faibles que leurs valeurs moyennes. A la

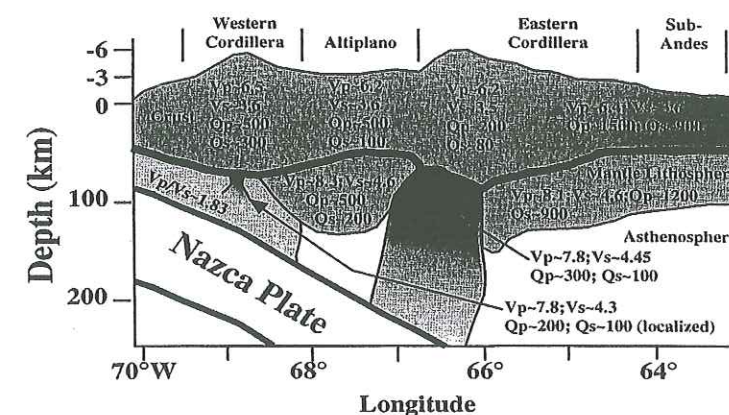


FIG. 1.15 – D'après Myers et al. (1998). Synthèse des principaux résultats obtenus par inversion simultanée des temps d'arrivée des séismes locaux et régionaux et de leur localisation.

limite de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale, dans la région de Los Frailes, le manteau apparaît anormalement lent et atténuant, suggérant la présence de matériel asthénosphérique et de fusion partielle. Cette anomalie se prolonge dans la croûte mais la résolution est moins bonne. A l'est de cette zone, les vitesses et les facteurs de qualité sont assez élevés, le manteau s'apparente à un manteau lithosphérique sub-continental.

En résumé, dans la zone d'arrière-arc des Andes Centrales, le flux thermique est important et il y a plusieurs indices en faveur de la présence de fusion partielle dans la croûte: observations de sismique réfraction (Ocola et Meyer, 1972; Wigger et al., 1994), modélisation des données gravimétriques (Schmitz et al., 1997), présence d'une zone à très faible résistivité (Schwartz et al., 1994). Néanmoins, sur la tomographie des temps d'arrivée des séismes locaux dans la partie nord de la Bolivie, il n'y a aucun indice sur les vitesses des ondes P de l'existence de fusion partielle en base de croûte. De plus, les quantités de fusion partielle proposées par Schmitz et al. (1997) sont très importantes (15% en base de croûte) ce qui pose le problème de sa validité. C'est une des questions que nous devons tenter d'éclaircir. La limite Altiplano-Cordillère Orientale semble être une zone de chevauchement majeur, comme le suggère au nord de la Bolivie, la tomographie des temps d'arrivée des séismes locaux et au sud la zone à faible résistivité. Sur le profil sud Lithoscope, il ne semble pas y avoir d'anomalie de vitesse P dans le manteau supérieur semblable à celle du Nord.



## 1.4 Les modèles de formation de la chaîne andine.

### 1.4.1 Épaississement crustal par raccourcissement

Les études géologiques, les données de forage et la sismique réflexion ont permis d'établir l'importance des raccourcissements absorbés par les structures au cours de l'orogénèse andine (voir paragraphe 1.2). Les modèles les plus récents de la formation des Andes Centrales intègrent cette composante de raccourcissement.

Suárez et al (1983) ont proposé un modèle de formation des Andes centrales dans lequel le raccourcissement crustal est la principale cause de son épaississement (figure 1.16). Des failles

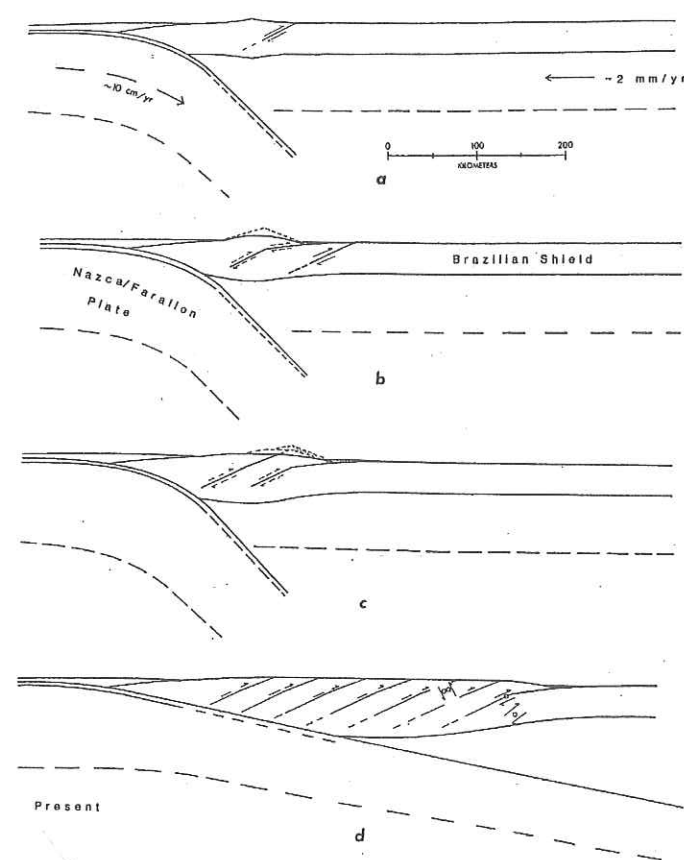


FIG. 1.16 – Schéma évolutif de la formation des Andes Centrales. Figure extraite de Suárez et al. (1983)

inverses à vergence Est se développent dans les Andes centrales dans une tectonique compressive, et absorbent le raccourcissement en épaississant la croûte située plus à l'Ouest. Quand la croûte atteint une épaisseur critique, la déformation à cet endroit est inhibée par la flottaison de la croûte. De nouvelles failles inverses sont créées plus à l'Est entraînant un élargissement progressif de la zone déformée. La déformation initiée près de la fosse progresse vers l'avant-pays avec le temps. L'épaississement crustal qui en résulte assure le maintien de la topographie.

Les études conduites par Schmitz (1994) et par Baby et al. (1996) indiquent toutefois que le raccourcissement horizontal mesuré est insuffisant pour produire l'épaississement crustal observé. Sur la figure 1.17, sont présentées deux coupes équilibrées construites par Baby et al. (1996) à partir des études structurales, des données de sismique et de forages. Elles sont transverses à la chaîne andine et sont localisées au nord et au sud de la Bolivie. Le raccourcissement crustal sur l'ensemble de la chaîne est, d'après Baby et al. (1996) de l'ordre de 190 à 230 km au nord et au sud de la Bolivie respectivement. Sur les coupes équilibrées, on observe le chevauchement de la Zone Subandine sur le bouclier brésilien proposé par Suárez et al. (1983) ainsi que les styles structuraux différents de la Zone Subandine et de la Cordillère Orientale qui ont été décrits au paragraphe 1.2. L'Altiplano se caractérise en surface par la présence de larges bassins sédimentaires et en profondeur, par le fait qu'une partie du volume crustal n'est pas expliqué par le raccourcissement (zone hachurée à l'Ouest des profils de la figure 1.17). Ce volume inexpliqué représente 20% du volume total de la croûte sous les Andes Centrales (Schmitz, 1994).

A cause du manque de contrôle sur la structure à grande échelle des Andes Centrales, l'origine de cette partie de croûte épaissie reste très énigmatique. Le raccourcissement n'a-t-il pas été sous-estimé? Faut-il ou non considérer d'autres modes d'épaississement crustal? Schmitz (1994) propose que ce volume inexpliqué pourrait avoir été rempli par un sous-charriage de matériel provenant de l'érosion tectonique au niveau de la zone de contact des deux plaques. D'autres modèles de formation des Andes Centrales ont été proposés comme ceux combinant amincissement lithosphérique et épaississement crustal ou additions magmatiques et épaississement crustal que nous nous proposons de commenter.

### 1.4.2 Amincissement lithosphérique et épaississement crustal par raccourcissement

Isacks (1988) propose un modèle dans lequel la formation de l'Altiplano-Puna est le résultat des effets conjugués (1) de l'épaississement crustal par raccourcissement et (2) d'un soulèvement



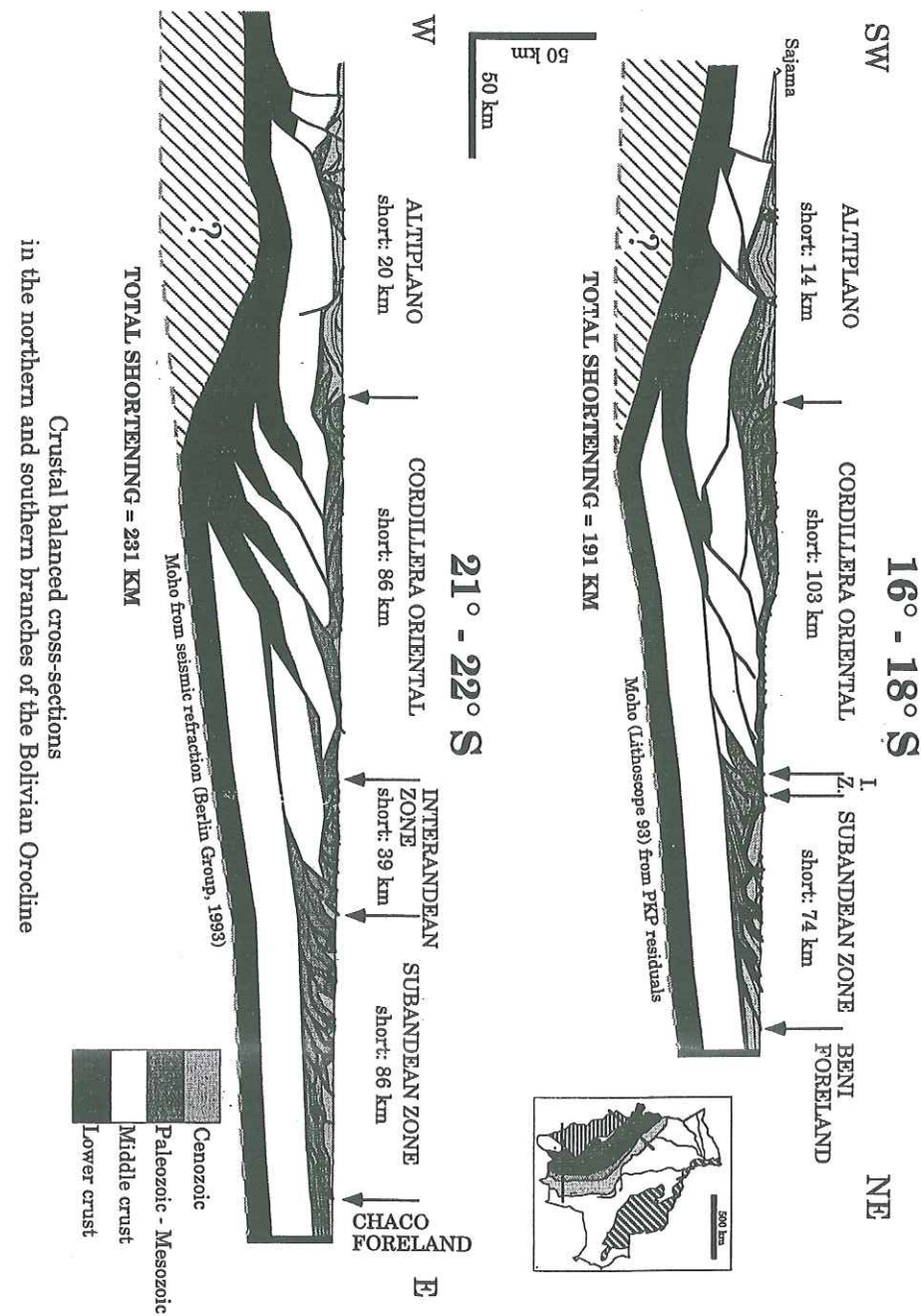


FIG. 1.17 – Coupes équilibrées au travers des Andes Centrales. Leur localisation est indiquée dans le petit cadre en haut à droite de la figure. Figure extraite de Baby et al. (1996). Noter le chevauchement de la Zone Subandine sur le bouclier brésilien, le changement de style structural entre la Zone Subandine et la Cordillère Orientale. Noter aussi l'importance de la surface hachurée qui représente la part du volume crustal inexplicé dans ce modèle de raccourcissement tectonique.

du plateau suite à un amincissement thermique de la lithosphère.

Dans ce modèle, favorisé par des processus se produisant dans le coin asthénosphérique compris entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante, un réchauffement suivi d'un amincissement de la lithosphère se seraient produits à la fin de l'Oligocène (figure 1.18a). Le

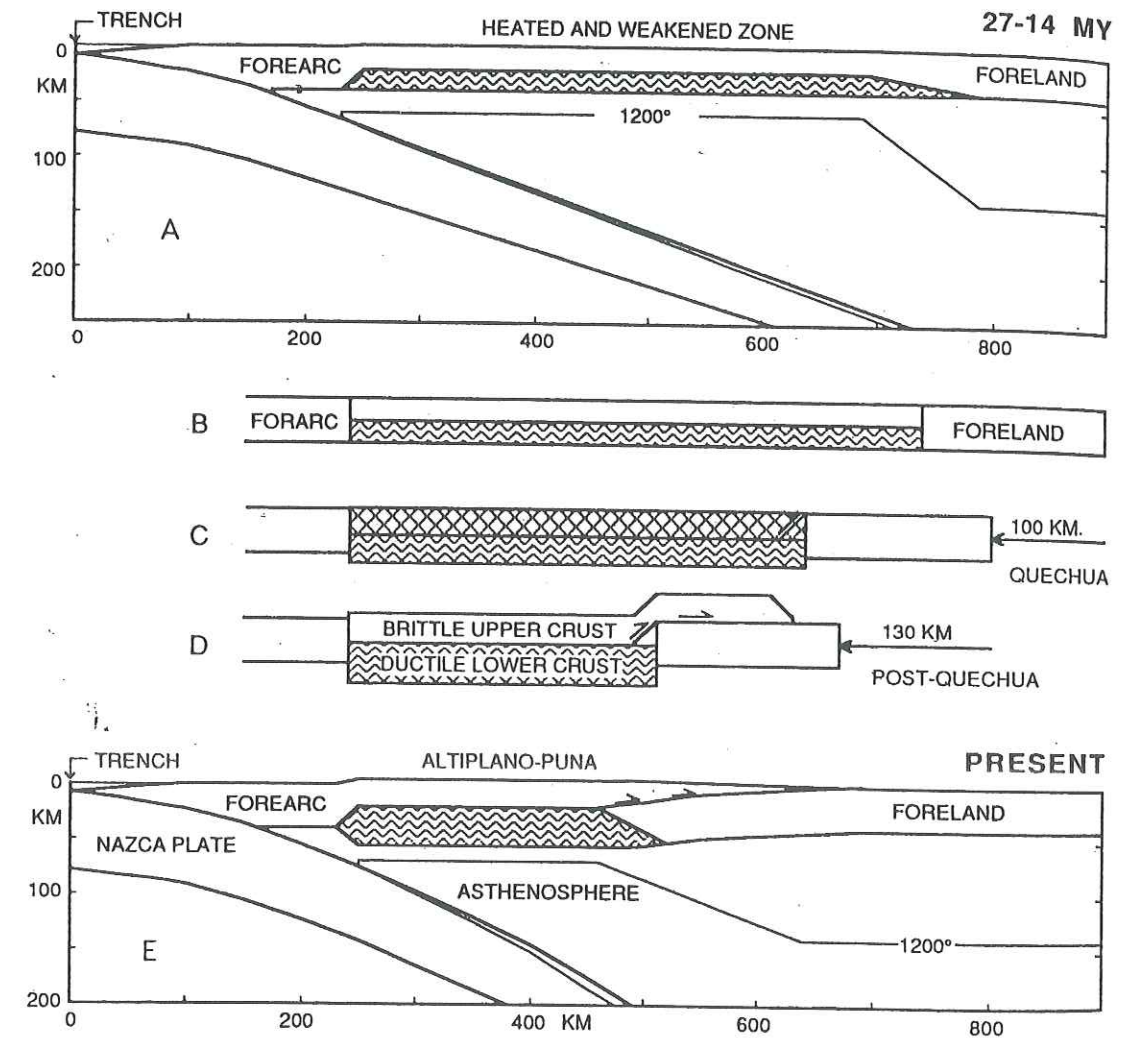


FIG. 1.18 – Schéma évolutif simplifié des Andes Centrales à 21-22° S proposé par Isacks (1988). Les déformations et le raccourcissement de la croûte inférieure ductile sont représentés avec un motif composé de lignes ondulées. Les déformations et le raccourcissement de la croûte supérieure cassante sont représentés avec un motif hachuré. Modèles initial(a) et final(e). (b), (c) et (d) représentent différents stades du modèle de déformation. Pour plus de détails, voir paragraphe 1.4.2. Figure extraite de Isacks (1988).

réchauffement de la plaque aurait pu être facilité par une convection produite par le plongement



de la plaque Nazca ou des intrusions magmatiques dans la plaque sud- américaine. L'érosion de la partie inférieure de la lithosphère aurait pu se faire par délamination. Il s'en serait suivi un affaiblissement thermique de la plaque chevauchante. La largeur de la zone affaiblie est directement reliée à la géométrie de la subduction de la plaque Nazca. Pour un angle de plongement de  $20^\circ$ , la largeur de la zone affaiblie serait de 500 km (figure 1.18a,b). La déformation compressive de la plaque se serait produite en deux étapes. Dans une première phase, le raccourcissement crustal aurait accommodé la convergence dans l'ensemble de la zone affaiblie thermiquement (figure 1.18c). Au cours de la seconde phase, la déformation se serait concentrée à l'extrémité Est de la chaîne (figure 1.18d). La croûte supérieure fragile se serait déformée en chevauchant l'avant-pays vers l'Est. Sous la poussée vers l'Ouest de la plaque continentale, la croûte inférieure ductile se serait épaissie sur l'ensemble de la chaîne en produisant un soulèvement hydraulique à l'Ouest du système de chevauchements oriental. Cette étape est similaire au modèle proposée par Zhao et Morgan (1985) pour expliquer la surrection du plateau tibétain en minimisant les déformations. Les reliefs créés sont réduits par l'érosion et le remplissage des bassins par les produits d'érosion (figures 1.18d et 1.18e).

Le modèle d'Isacks (1998) permet d'appréhender la morphologie de l'ensemble de la chaîne andine - et plus particulièrement la courbure des structures au niveau du coude de Santa Cruz - en reliant les variations de la valeur du raccourcissement crustal avec des variations de la géométrie de la subduction de la plaque Nazca le long de la zone de subduction. La variation le long de la chaîne de la valeur du raccourcissement crustal refléterait en fait des changements de la géométrie de la subduction et par conséquent des changements de la largeur de la zone affectée thermiquement.

### 1.4.3 Addition magmatique et raccourcissement crustal

Le modèle de formation des Andes Centrales proposé Kono et al. (1989) repose sur les hypothèses que l'épaississement crustal est produit par additions magmatiques et par raccourcissement crustal, et que l'intensité de ces deux processus varie au travers de la chaîne andine (figure 1.19). Le faible pendage de la subduction favorise le développement d'une zone de génération de magma très étendue vers l'avant-pays. L'addition de matériel magmatique dans la croûte est plus importante au niveau de l'arc volcanique, et décroît progressivement vers l'Est. La croûte andine est affaiblie par un flux thermique ascendant à sa base, et sous la poussée vers l'Ouest du bouclier brésilien, la croûte est déformée. La déformation se concentre dans la partie la plus orientale de la chaîne, au niveau de la zone de contact entre la chaîne et le bouclier brésilien, et diminue en intensité vers l'Ouest. L'épaississement crustal dû au raccourcissement et la possible subduction continentale du bouclier sont les causes principales du soulèvement

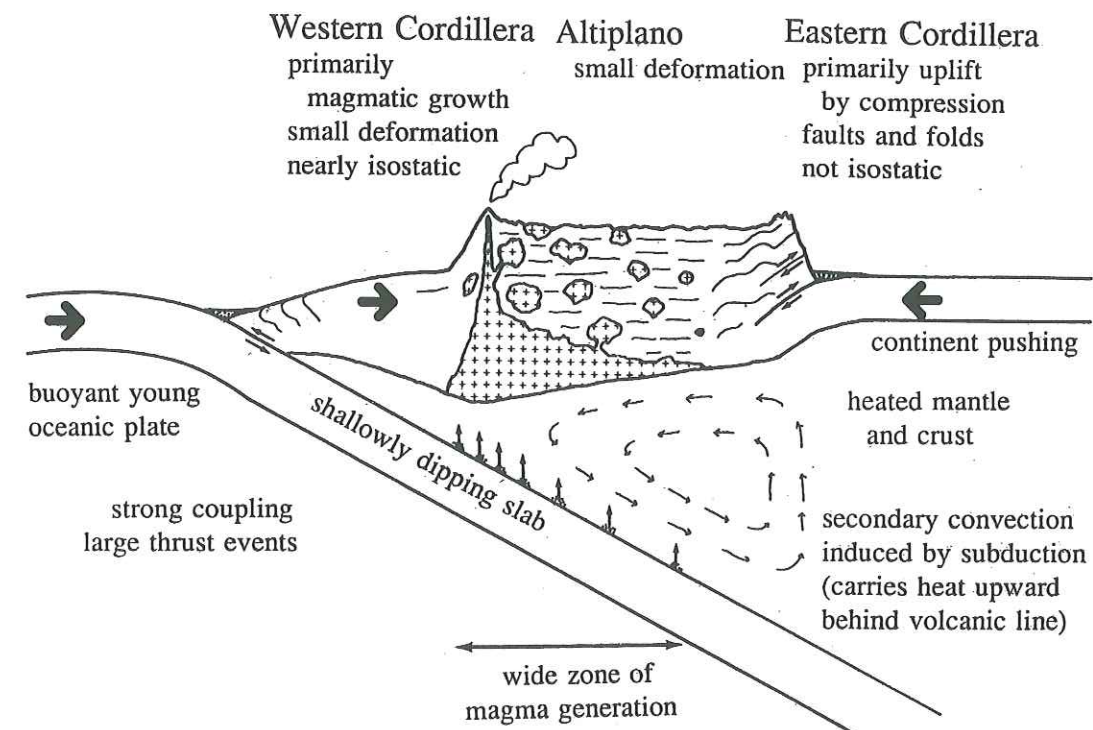


FIG. 1.19 – Coupe schématique montrant les processus impliqués dans la formation des Andes Centrales dans le modèle de Kono et al. (1989).

de la Cordillère Orientale.

La question se pose quant à savoir si le volume de magmatisme intrusif requis est réaliste ou non. De plus, d'après Zandt et al. (1996), les caractéristiques de la croûte sous l'Altiplano (c.a.d. croûte lente, épaisse avec une faible valeur du coefficient de Poisson et un flux de chaleur élevé), indiquent une composition chimique acide de la croûte, riche en quartz, et excluent la présence d'une quantité significative de matériel basique d'origine mantellique. Cependant, cette analyse repose fortement sur la valeur de  $V_p$  en base de croûte, une valeur qui n'est pas bien contrainte.

## 1.5 Objectifs

Nous avons montré que les questions que soulèvent l'existence de l'Altiplano sont nombreuses. Quelle est l'ampleur de l'épaississement crustal associé aux fortes topographies? Quelles sont les modalités de ce sur-épaississement? Y-a-t'il de la fusion partielle dans la croûte sous l'Altiplano? Par conséquent, quelle est la structure crustale? Quel rôle joue le manteau supé-



rieur dans la formation des Andes Centrales? Quelle est la structure du manteau supérieur?

Nos objectifs initiaux étaient donc:

-D'étudier la propagation des phases crustales à distances régionales au travers de la chaîne andine pour déceler de possibles anomalies et tenter d'en trouver la cause soit en terme de variations de la structure, soit en terme de variations des caractéristiques du milieu.

-De déterminer la structure en vitesse d'ondes S dans les différentes unités morpho-tectoniques par analyse des courbes de dispersion des ondes de surface.

-D'essayer de contraindre l'épaisseur de la croûte et d'identifier d'éventuelles discontinuités intra- crustales par analyse des fonctions récepteurs.

## Chapitre 2

### Etude des phases régionales et de leurs anomalies

Le point de départ de cette étude est la constatation faite par Chinn et al. (1980) de l'existence d'une anomalie de propagation de l'onde Lg au travers des Andes Centrales. Ces auteurs restent très prudents dans leur propos à cause de la mauvaise couverture spatiale des données dont ils disposent. Ils suggèrent que l'efficacité de la propagation de la Lg est fonction de l'orientation du trajet par rapport à la direction des structures de la chaîne andine, mais qu'elle n'est pas reliée à l'existence de régions anormales. Pour des trajets parallèles à la chaîne, la propagation semble efficace tandis qu'elle apparaît inefficace pour des directions perpendiculaires à la chaîne.

L'observation des séismes crustaux se produisant dans les Andes Centrales et enregistrés aux stations des réseaux Lithoscope, BANJO et SEDA, confirme l'existence d'une anomalie de propagation de la phase Lg dans cette région qui, par exemple, disparaît vers 300 km sur la figure 2.1. De plus, l'analyse de ces enregistrements sismologiques met en évidence l'existence d'une anomalie de propagation de l'onde Pg (également visible vers 300 km sur la figure 2.1) ainsi que la présence d'une phase inhabituelle entre Pg et Lg qui sera qualifiée de P tardive inhabituelle dans ce manuscrit (figure 2.1). L'étude de la phase Pn reconnaissable sur la figure 2.1 sera présentée au chapitre 4.

Afin de mieux comprendre l'origine des anomalies de propagation des ondes Lg et Pg, nous nous sommes attachés à les caractériser tant qualitativement que quantitativement. Pour cartographier et quantifier ces anomalies, une régionalisation du facteur de qualité apparent des phases Lg et Pg basée sur la décroissance spatiale de leurs amplitudes spectrales a été réalisée. Les principaux résultats et leurs implications sont présentés dans un article soumis à Journal



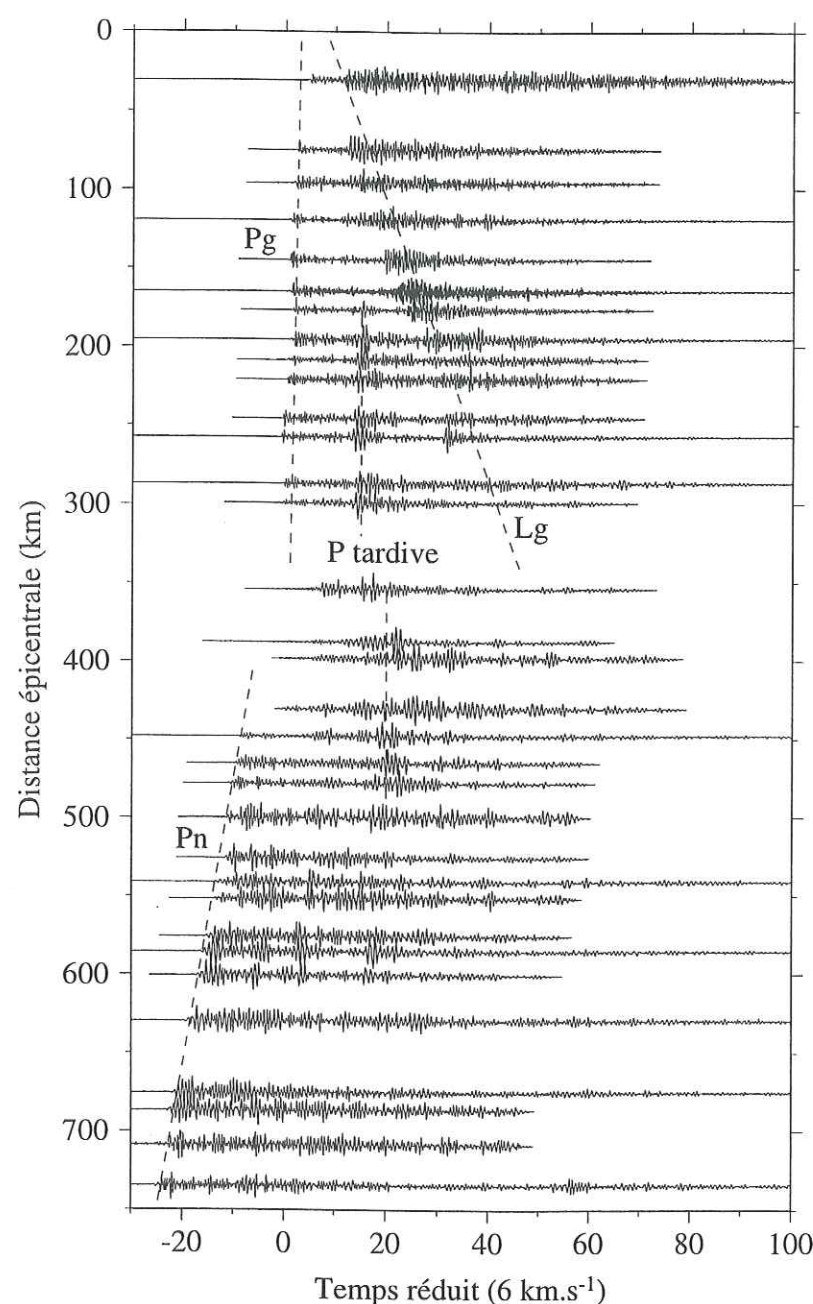


FIG. 2.1 – Composante verticale des enregistrements d'un séisme crustal de la région d'Iquique (Chili) enregistré le long d'un profil de stations des réseaux Lithoscope, BANJO et SEDA orienté Est-Ouest. Les localisations du séisme et des stations sont présentées sur la figure 2.5a. Chaque trace est normalisée par son propre maximum d'amplitude.

of Geophysical Research qui est inséré à la fin de ce chapitre. Cet article est par essence très concis, aussi, au risque de possibles redondances, il m'a semblé important de détailler certains aspects de cette étude. Voici donc comment se structurera ce chapitre. La première partie

sera consacrée à une présentation très succincte des différentes phases régionales observables sur les enregistrements ainsi que de leurs anomalies. On s'attachera plus particulièrement à montrer qu'il existe une anomalie de propagation de l'onde Lg. Nous montrerons ensuite que les variations latérales de l'amplitude de la Lg ne peuvent pas être expliquées autrement que par l'introduction de variations latérales du facteur de qualité des ondes S. Nous présenterons alors la méthode de régionalisation du facteur de qualité apparent. Puis, la sensibilité des résultats aux différents paramètres du modèle initial sera étudiée sans que les résultats des régionalisations que nous présenterons soient commentés. L'article soumis sera présenté et sera suivi de quelques compléments venant illustrer des remarques qui sont faites dans l'article.

## 2.1 Les phases régionales et leurs anomalies: présentation

### 2.1.1 Ondes Pg et Lg

#### Généralités

Les ondes Lg et Pg sont, en général, les phases les plus énergétiques sur l'enregistrement d'un séisme crustal obtenu à distance régionale. La phase Lg est interprétée comme la superposition d'ondes S, réfléchies plusieurs fois à la base de la croûte (Moho) avec une incidence supérieure à l'angle critique (figure 2.2). L'onde Lg, piégée entre la surface et le Moho, est guidée dans la croûte. Ceci explique sa forte amplitude et les grandes distances sur lesquelles on peut l'observer (pour une revue des principales caractéristiques de la Lg, voir Campillo (1990)). L'onde Pg est interprétée de différentes façons en fonction de la valeur de la distance épicentrale où l'observation est faite. A courte distance, cette onde est assimilée à l'onde directe. A distance régionale, de façon assez similaire à l'onde Lg, la phase Pg est constituée principalement d'une somme d'ondes P réfléchies plusieurs fois sur le Moho et la surface. A la différence de l'onde Lg, l'onde Pg n'est pas une onde piégée dans la croûte car une partie de son énergie est transmise vers le manteau par conversion des ondes P en ondes SV à la base de la croûte. L'analyse de ces ondes qui échantillonnent la totalité de la croûte va mettre en évidence des propriétés moyennes de la croûte.

#### Anomalies

Pour illustrer l'anomalie de propagation de l'onde Lg révélée par Chinn et al. (1980), sans pour autant en faire une analyse détaillée puisque celle-ci sera faite dans un article à la section 2.4, des exemples d'enregistrements de deux séismes crustaux vont être présentés. Le premier



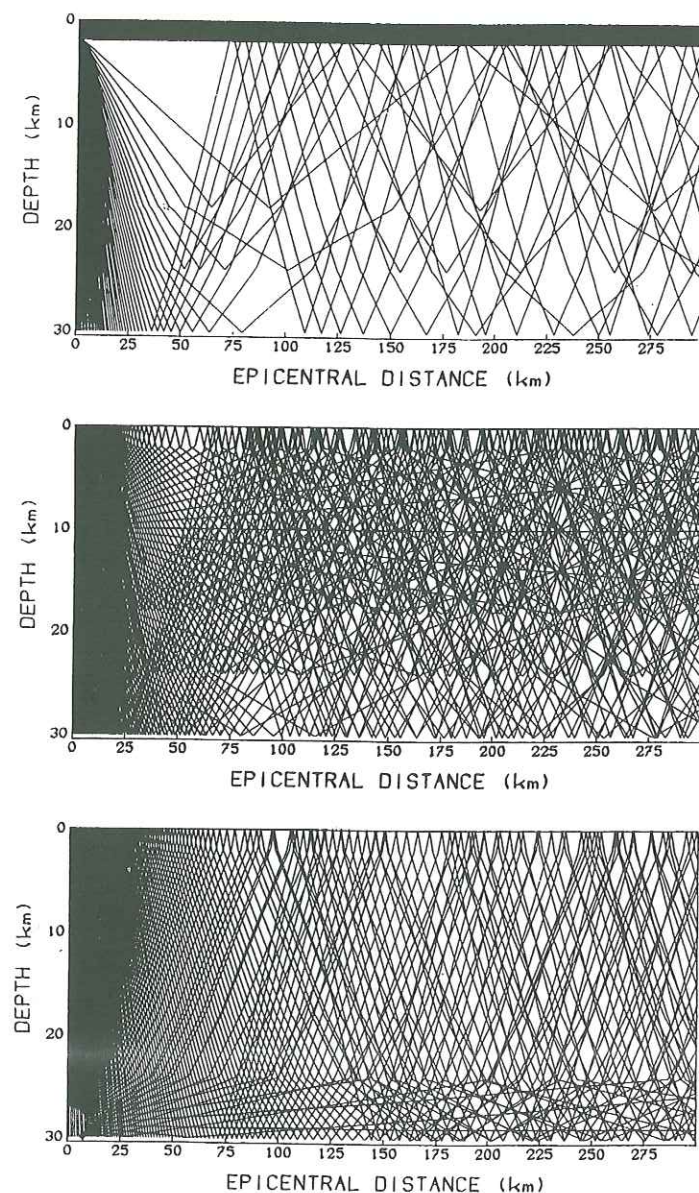


FIG. 2.2 – Exemple d'échantillonnage d'un modèle de croûte par des rais réfléchis avec une incidence supérieure à l'incidence critique, pour des sources placées à 0, 10 et 27 km respectivement. Figure extraite de Campillo et al. (1985).

exemple est un séisme situé dans la région de Cochabamba (figures 2.3 et 2.4). Sur les figures 2.3c et 2.4c qui correspondent aux enregistrements le long du profil de stations orienté Est-Ouest (carrés sur la figure 2.3a), on constate l'existence d'un blocage ou d'une forte atténuation de l'onde Lg dans l'Altiplano à l'Ouest de 66°W quelque soit la composante considérée alors qu'elle est bien visible plus à l'Est. Sur les figures 2.3b et 2.4b, nous avons tracé les enregistrements obtenus le long du profil de stations orienté Nord-Sud (triangles sur la figure 2.3a). Sur ces

figures, l'atténuation de l'onde Lg est bien visible en comparant les amplitudes relatives des phases Lg et Pg sur les différents enregistrements. L'attribution de cette anomalie d'amplitude à un effet dû au diagramme de radiation de la source est contredit par le second exemple (figures 2.5 et 2.6), pour lequel les stations des réseaux Lithoscope et BANJO sont pratiquement alignées avec l'épicentre du séisme (étoile et carrés sur la figure 2.5a). On observe là encore que l'onde Lg semble être bloquée au cours de sa propagation dans l'Altiplano. Elle disparaît en effet à l'Est de 68°W (figures 2.5c et 2.6c) et n'est visible sur aucun des enregistrements du profil NS à la bordure orientale de l'Altiplano (figures 2.5b et 2.6b). L'observation des composantes transverses garantit que ceci n'est pas le résultat d'un redressement des rais dans la couverture sédimentaire de l'Altiplano. Sur la figure 2.6b, on remarque aussi la disparition de l'onde Pg qui n'est plus visible à l'Est de 69°W.

### 2.1.2 Les autres phases

#### Ondes Pn et Sn

Les phases Pn et Sn sont des ondes réfractées dans le manteau juste sous le Moho. Pour des distances suffisamment grandes, la phase Pn est la plus rapide mais a en général de faibles amplitudes par rapport aux phases Lg et Pg. Elle est clairement identifiable sur la figure 2.1 ce qui n'est pas le cas de l'onde Sn. Considérons les enregistrements obtenus à grande distance épicentrale, à 630 km par exemple sur la figure 2.1. L'enregistrement débute par une arrivée Pn qui est suivie d'une série de battements qui ne s'amortissent que très lentement et ont encore des amplitudes significativement supérieures à celles du bruit (visible avant la première arrivée) jusqu'à au moins 120 s après la Pn. On ne distingue pas clairement d'arrivée secondaire cohérente d'un enregistrement à l'autre.

#### P tardive

Sur la figure 2.1, on note la présence d'un paquet d'ondes à 15 s (temps réduit 6 km/s) dont l'arrivée est cohérente pour des distances épicentrales comprises entre 180 et 300 km, mais est observable jusqu'à des distances d'environ 500 km. Cette arrivée est la plus énergétique pour des distances épicentrales comprises entre 200 et 480 km. Elle a une vitesse apparente proche de 6 km/s sur une grande portion du réseau ce qui laisse à penser en premier lieu que cette onde est une réfractée dans la croûte et qu'elle est de type P. Nous la désignons par le terme de "P tardive". L'observation des enregistrements sur les quelques composantes transverses dont nous disposons y révèle aussi la présence de cette onde. Son contenu spectral est très mono-fréquentiel. Ces observations se vérifient sur tous les enregistrements des séismes localisés dans la région d'Iquique. Une observation plus détaillée de cette arrivée permet de définir deux trains



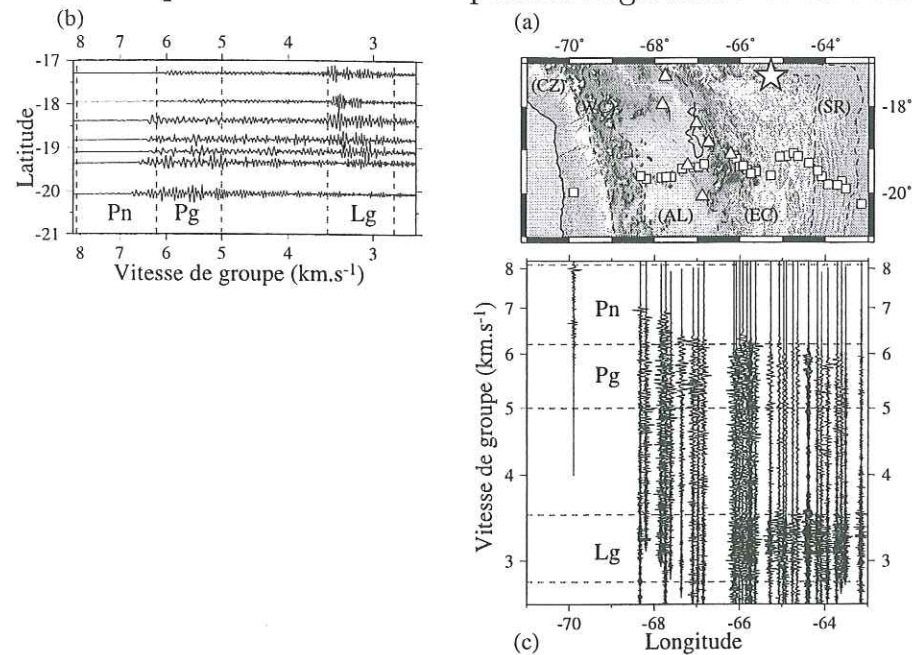


FIG. 2.3 – Composantes verticales de l'enregistrement d'un séisme localisé dans la région de Cochabamba. (a) Localisation du séisme (étoile) et des stations utilisées pour construire les deux profils (carrés et triangles). (b) Enregistrements le long du profil Nord-Sud (triangles sur la carte (a)). (c) Enregistrements le long du profil Est-Ouest (carrés sur la carte (a)). Chaque trace a été déconvoluée par la réponse instrumentale, filtrée entre 0.1 et 5 Hz et normalisée par rapport à son propre maximum. Les axes des temps sont remplacés par des axes en vitesse de groupe  $v=t/x$  pour faciliter la reconnaissance des différentes phases régionales.

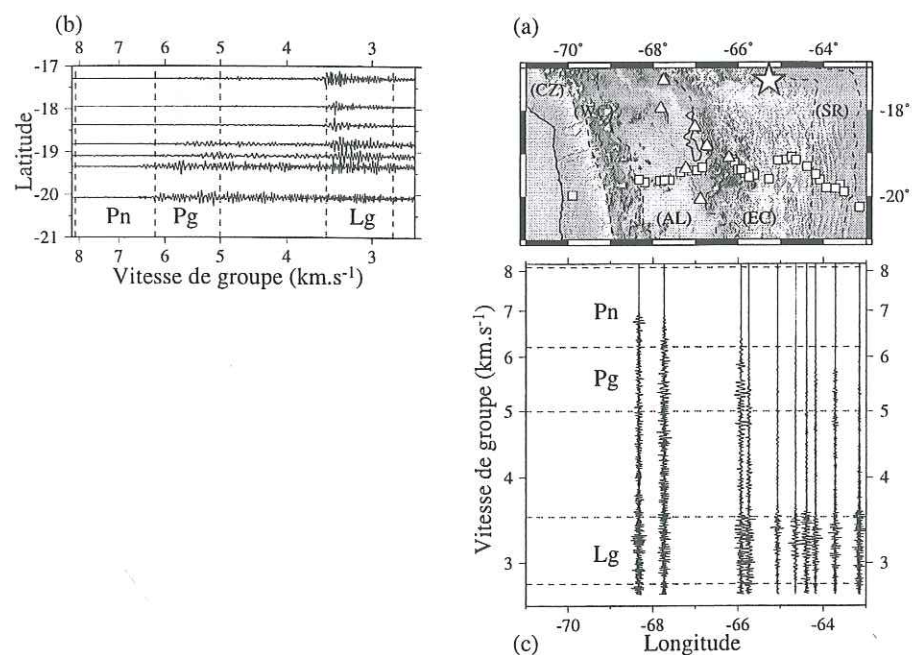


FIG. 2.4 – Même légende que 2.3 pour la composante transverse.

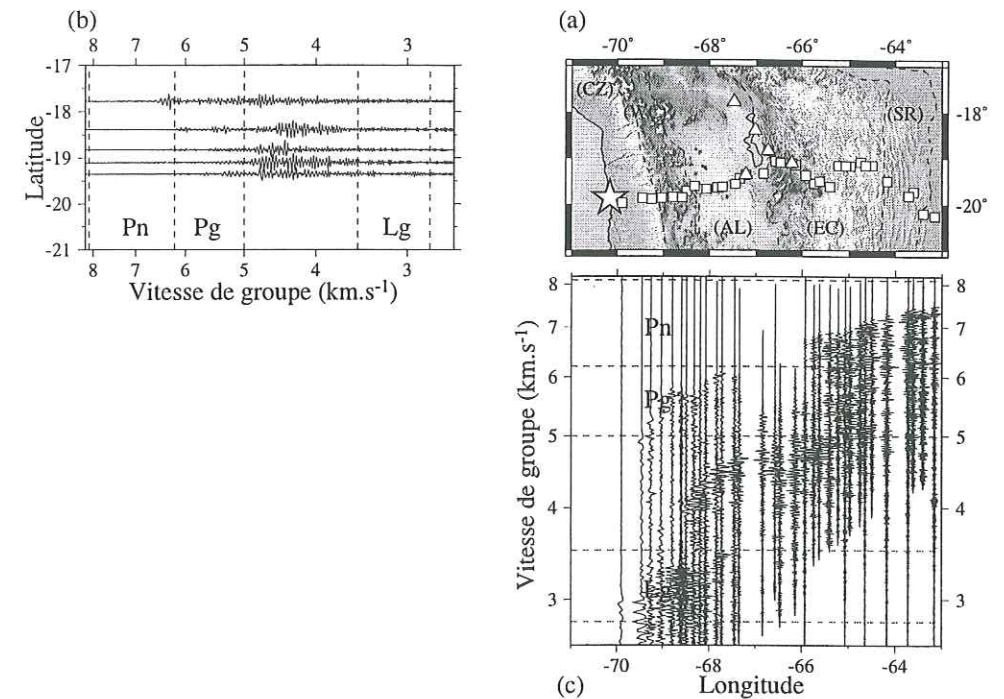


FIG. 2.5 – Même légende que 2.3 pour un séisme situé dans la région d'Iquique.

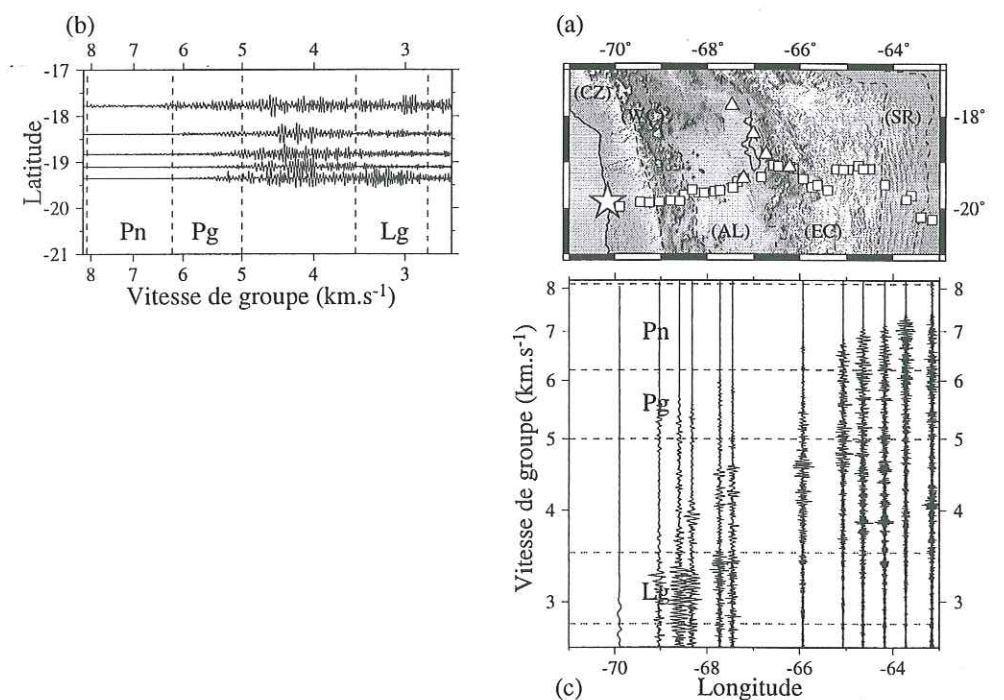


FIG. 2.6 – Même légende que 2.3 pour la composante transverse pour un séisme situé dans la région d'Iquique.



d'ondes distincts. Toutefois, l'état actuel de nos travaux ne nous permet pas pour le moment de proposer d'explication à sa présence.

## 2.2 Origines possibles de l'atténuation apparente de l'onde Lg

Nous avons donc montré que les amplitudes relatives des différentes phases observables sur les enregistrements varient très fortement au cours de leur propagation au travers des Andes Centrales, et que la phase Lg semble même y être bloquée ou en tous cas très fortement atténuée. La compatibilité de nos résultats avec l'observation des anomalies de propagation de l'onde Lg faite par Chinn et al. (1980) sera étudiée au paragraphe 2.4, mais auparavant dans cette section, vont être discutés quelques aspects des phénomènes à l'origine de l'atténuation apparente de l'onde Lg et ce en quoi ils peuvent ou non expliquer nos observations.

### 2.2.1 Expansion géométrique de l'onde Lg dans une croûte de 65 km d'épaisseur

Le terme d'expansion géométrique exprime la décroissance de l'amplitude d'une onde en réponse à l'augmentation de la surface du front d'onde et au principe de la conservation de l'énergie sur ce front d'onde. En suivant une représentation de l'onde Lg en modes supérieurs d'onde de surface et pour des observations sur des trajets localisés à l'Est des montagnes Rocheuses, Nuttli (1973) mesura une expansion géométrique en  $r^{-0.83}$ , où  $r$  est la distance épacentrale. Campillo et al. (1984) ont évalué l'expansion géométrique des ondes Lg sur des sismogrammes synthétiques et ont obtenu la même expression en  $r^{-0.83}$ . Dans ces deux exemples, l'épaisseur de la croûte est normale. A l'Est des Rocheuses, elle est de l'ordre de 40 kilomètres (James et Steinhart, 1966), et le modèle utilisé par Campillo et al. (1984) comporte une croûte de 30 kilomètres d'épaisseur. Dans le cas des Andes Centrales, la croûte est en moyenne beaucoup plus épaisse comme nous l'avons vu dans le paragraphe 1.1.3 (page 19), et atteint environ 65-70 kilomètres sous les Cordillères Orientale et Occidentale (Beck et al., 1996).

Pour évaluer l'expansion géométrique de l'onde Lg dans une croûte plus épaisse, nous avons suivi la même procédure que Campillo et al. (1984). Des sismogrammes synthétiques ont été calculés dans le modèle de vitesse décrit dans la table 2.1 pour une source placée à 20 kilomètres de profondeur. Sur la figure 2.7, sont présentées les variations du maximum d'amplitude de l'onde Lg, composante par composante, sur une gamme de distance épacentrale comprise entre 200 et 1000 kilomètres.

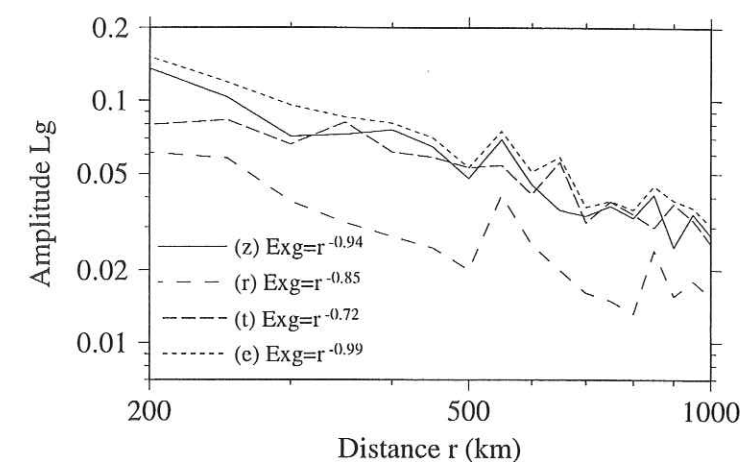


FIG. 2.7 – Décroissance spatiale du maximum de l'amplitude de l'onde Lg calculée sur les composantes verticale (z), radiale (r), transverse (t) et sur la norme du vecteur déplacement (e) pour des sismogrammes synthétiques dans un modèle 1D de croûte épaissie.

Une régression linéaire montre que l'expansion géométrique peut être exprimée par  $r^{-0.94}$ ,  $r^{-0.85}$ ,  $r^{-0.72}$  et  $r^{-1}$  respectivement pour les composantes verticale (z), radiale (r), transverse (t) et pour la norme du vecteur déplacement (e), où  $r$  est la distance épacentrale. La valeur du coefficient d'expansion géométrique est mal contrainte sur la composante transverse où l'on observe de fortes fluctuations de l'amplitude de l'onde Lg avec la distance. Les fluctuations de la mesure sont le résultat de l'occurrence à certaines distances épacentrales d'interférences constructives entre les différents rais qui forment l'onde Lg. Les plus faibles fluctuations que l'on observe sur les composantes radiale et verticale sont probablement dues aux conversions entre ondes S et P ce qui a tendance à repartir l'énergie dans la fenêtre temporelle. De ce point de vue, les valeurs obtenues sur les composantes verticale et radiale sont plus fiables. Elles sont légèrement supérieures à celle proposée par Nuttli (1973) et Campillo et al. (1984). La dispersion des trois mesures du coefficient d'expansion géométrique est grande et les fluctuations des amplitudes observées autour d'une droite de régression paraissent fortes. Par conséquent, nous pensons que cette détermination reste encore très approximative. Il convient donc d'étudier l'influence du choix du coefficient d'expansion géométrique sur la décroissance de l'amplitude de la Lg.

Les amplitudes des ondes Lg mesurées aux stations des réseaux Lithoscope 1994 et BANJO sont représentées en fonction de la distance épacentrale sur les figures 2.8 et 2.9 pour deux séismes dont les localisations ont été présentées sur les figures 2.5 et 2.3. Sur ces figures, nous avons superposé aux amplitudes observées les amplitudes théoriques de la Lg dans un modèle



prof. (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Qp,Qs
0.	5.	2.89	50000.
10.	6.2	3.58	50000.
57.	6.8	3.93	50000.
65.	8.1	4.68	50000.

TAB. 2.1 – *Modèle crustal employé pour le calcul de sismogrammes synthétiques en vue d'une évaluation du terme d'expansion géométrique.*

sans atténuation pour différentes valeurs du coefficient d'expansion géométrique. Les valeurs des coefficients d'expansion géométrique  $\alpha$  sont représentatives des différentes déterminations qui ont été faites: -0.83 pour une croûte de 30 km (Campillo et al., 1984; Nuttli, 1973), -0.9 et -1. dans une croûte de 65 km (cette étude). Nous avons aussi effectué le calcul pour une onde sphérique (-1.5) qui représente une borne maximale. Rappelons que dans le premier exemple, l'alignement de la source et des stations minimise l'effet du diagramme de radiation de la source sur les amplitudes. On voit que: 1) en comparaison des variations d'amplitudes mesurées (cercles), l'influence de la valeur de  $\alpha$  dans la gamme [-1;-0.83] sur la décroissance spatiale de la Lg peut être considéré comme négligeable et 2) l'expansion géométrique seule ne peut en aucun cas expliquer le décroissance mesurée et ce, quelque soit la localisation du séisme par rapport au profil, et quelque soit son mécanisme. Considérant ces faibles différences d'une part, et la difficulté à estimer précisément la valeur de  $\alpha$  dans une croûte épaissie (-0.85 ou -0.94) d'autre part, nous avons choisi de négliger l'influence du sur-épaississement crustal sur le terme d'expansion géométrique et d'utiliser la valeur mesurée par Nuttli (1973) et Campillo et al. (1984), soit -0.83. De toutes façons, nous venons de voir que les variations d'amplitude de l'onde Lg ne peuvent absolument pas être attribuées à l'effet de l'expansion géométrique, même dans le cas extrême où  $\alpha = -1.5$ .

### 2.2.2 Effets des variations de la structure à grande échelle

Nous venons de considérer l'influence d'un épaississement homogène sur l'amplitude des Lg. Or, on sait que les Andes Centrales présentent de fortes variations de structure crustale à grande échelle. Plusieurs cas d'extinction des ondes Lg ont été recensés que ce soit au travers des chaînes de montagne ou dans d'autres contextes tectoniques tels que marges actives ou grabens, autant de régions dans lesquelles les variations de la structure à grande échelle peuvent être importantes. Plusieurs études ont été réalisées pour tester la possibilité d'expliquer l'extinction des Lg comme le résultat de l'interaction de cette onde avec une structure crustale complexe. En effet, puisque l'onde Lg est une onde guidée dans la croûte, sa propagation peut être fortement

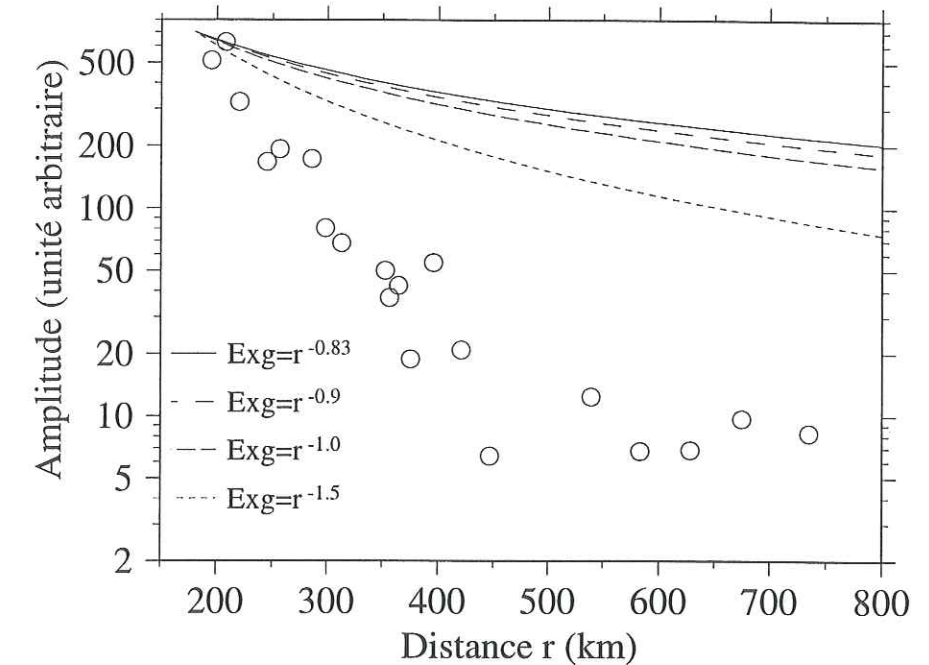


FIG. 2.8 – *Pour le séisme de Cochabamba présenté sur la figure 2.5: comparaison de la décroissance spatiale de l'amplitude spectrale de l'onde Lg mesurée (cercles) avec celles prédites pour différents termes d'expansion géométrique.*

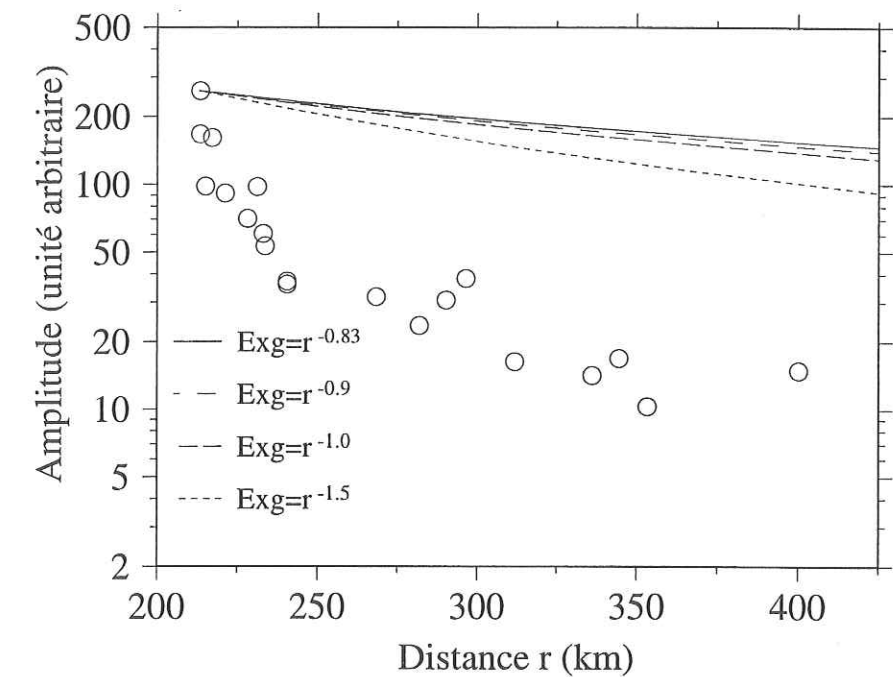


FIG. 2.9 – *Même légende que 2.8 pour le séisme d'Iquique présenté sur la figure 2.3*



affectée par des variations latérales de la structure crustale.

Considérons tout d'abord le cas où la variation latérale de la structure est restreinte à une modification de l'épaisseur de la croûte. Les simulations numériques effectuées par Campillo (1987), Chazalon et al. (1993) et Shapiro et al. (1996) montrent qu'un amincissement ou un épaissement de la croûte se traduisent par une diminution de l'amplitude des ondes Lg au passage de la zone de transition mais jamais par une extinction totale. Prenons pour exemple l'étude de la propagation de l'onde Lg au travers des Pyrénées conduite par Chazalon et al. (1993). Sur la figure 2.10, sont présentés les résultats de la simulation numérique de la propagation d'ondes SH dans un modèle où l'épaisseur de la croûte varie latéralement. Sur cette simulation, on reconnaît la phase directe et les phases multiples réfléchies entre surface et Moho qui constituent l'onde Lg. Au passage de la zone de transition, l'amplitude de l'onde Lg est peu affectée par la variation de la géométrie du Moho. Ces résultats s'expliquent par le fait que l'énergie de l'onde Lg est distribuée sur l'ensemble de la croûte, et que l'énergie qui est transmise dans le manteau lorsque l'onde Lg se propage au travers de la zone de transition reste faible par rapport à l'énergie totale (Campillo, 1987). D'ailleurs, les anomalies de propagation observées dans les Alpes et dans les Pyrénées sont très localisées, et ces zones anormales mises à part, les ondes Lg se propagent parfaitement au travers de ces deux chaînes de montagne alors que l'épaisseur de la croûte varie latéralement de façon significative.

Pour tenter de comprendre l'origine de la disparition de l'onde Lg dans la région de l'anomalie gravimétrique positive dite "du corps d'Ivrée" au coeur des Alpes sud-occidentales, Campillo et al. (1993) ont étudié les variations d'amplitude des sismogrammes synthétiques de l'onde Lg, lors de sa propagation au travers d'une structure complexe représentative de cette région. Cette structure complexe inclut un chevauchement lithosphérique de grande ampleur avec des vitesses rapides dans la croûte inférieure, et deux bassins sédimentaires (figure 2.11) de part et d'autre de la zone épaissie. Deux effets s'opposent dans ce modèle: la réduction de l'amplitude de l'onde Lg due à la complexité du milieu et son amplification par la couche sédimentaire (Campillo, 1987; Paul et al., 1996). Cette situation pourrait être qualitativement très similaire à celle que l'on peut s'attendre à avoir dans les Andes Centrales (voir par exemple la coupe d'échelle crustale de la figure 1.17). Les simulations numériques montrent que l'atténuation de l'onde Lg ne reste que partielle (figure 2.11a) au-delà du point A qui correspond pourtant à un amincissement très marqué du guide d'ondes crustal. Même l'introduction de rugosités de petite échelle des interfaces n'a pas d'effet sensible sur l'amplitude des Lg (figure 2.11b).

En conclusion, il apparaît que les variations latérales de la structure crustale à grande

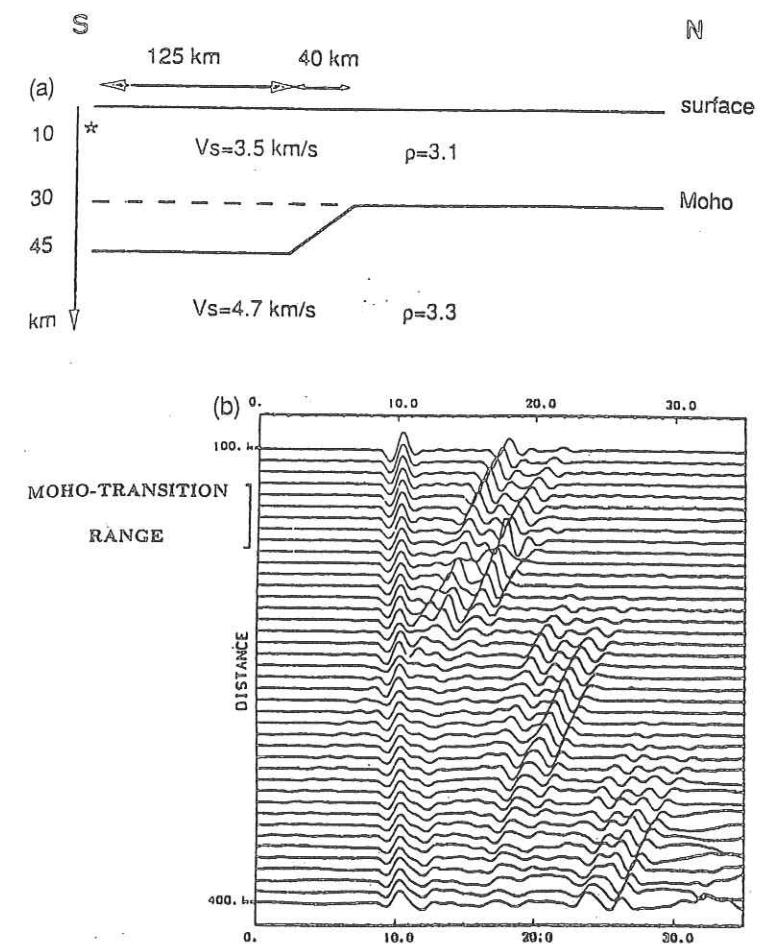


FIG. 2.10 – Influence de la géométrie du Moho sur la propagation de l'onde Lg. (a) Modèle de structure utilisé pour la simulation numérique. L'épaisseur de la croûte augmente de 15 km du Nord au Sud d'une zone de transition de 40 km de largeur. (b) Sismogrammes synthétiques en ondes SH représentés avec une vitesse réduite à 3.5 km/s. Figure extraite de Chazalon et al. (1993).

échelle ne peuvent rendre compte de l'extinction observée des ondes Lg. Campillo et al. (1993) et Chazalon et al. (1993) proposent pour expliquer ces extinctions d'invoquer d'autres sources d'atténuation telles que l'absorption anélastique ou la diffraction par des hétérogénéités de petite échelle. Pour justifier cette hypothèse, ils s'appuient sur la corrélation spatiale entre les régions de blocage de l'onde Lg et les régions d'anomalies gravimétriques positives. Ces dernières sont attribuées à la présence de matériaux d'origine profonde dans la croûte supérieure ("Corps d'Ivrée" dans les Alpes et anomalie de Labourd dans les Pyrénées). Il en résulterait un accroissement de l'hétérogénéité crustale et par voie de conséquence une augmentation de l'atténuation des ondes Lg par diffraction sur ces hétérogénéités.



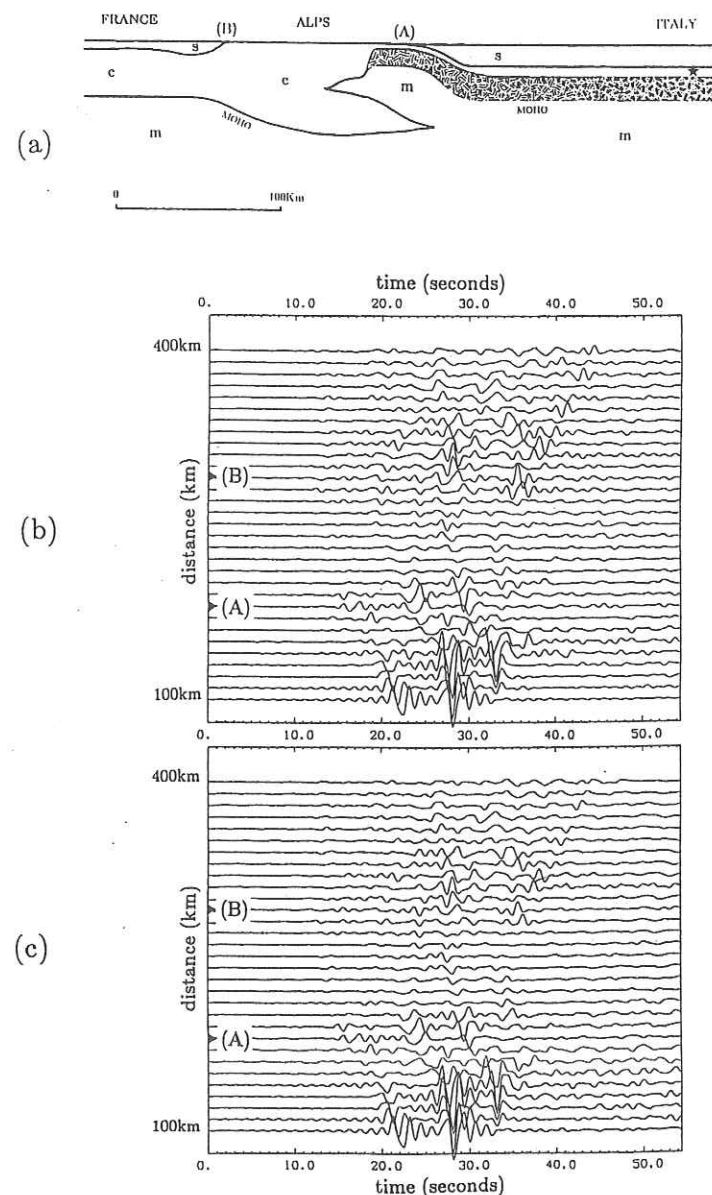


FIG. 2.11 – Variations spatiales de l'onde Lg au travers d'un modèle de structure complexe présenté en (a). (b) Sismogrammes synthétiques en ondes SH calculés dans le modèle (a) et représentés en temps réduit à 3.5 km/s. (c) Même chose que (b) pour un modèle dont la structure à grande échelle est semblable à (a), mais pour lequel les interfaces profondes ont une rugosité périodique. La source est représentée par une étoile située à 15 km de profondeur dans la croûte supérieure italienne. Figure extraite de Campillo et al. (1993).

### 2.3 Régionalisation du facteur de qualité

Les exemples alpin et pyrénéen avec des sauts de Moho importants et de l'écaillage lithosphérique de grande ampleur s'appliquent aux Andes qui, bien que d'une autre échelle, n'ont

probablement pas de plus fortes variations latérales de structure du guide d'onde. En conséquence et par analogie avec le cas des Alpes et des Pyrénées, l'extinction des ondes Lg au travers des Andes Centrales ne peut être attribuée à des variations de la structure crustale à grande échelle. Elle n'est pas non plus la conséquence de l'augmentation de l'expansion géométrique due à la présence d'une croûte anormalement épaisse. Les très fortes variations latérales de l'amplitude spectrale de l'onde Lg doivent donc être nécessairement associées à des variations latérales du facteur de qualité de la croûte. Les questions qui se posent alors sont celles de la localisation de ces anomalies de facteur de qualité, de leur quantification et des mécanismes qui en sont l'origine (absorption anélastique ou diffraction). Dans cette section, la technique de régionalisation du facteur de qualité va être explicitée, mais son application aux cas des Andes Centrales ainsi que l'interprétation des résultats ne seront présentés qu'à la section 2.4 dans le manuscrit soumis à Journal of Geophysical Research. Mon propos n'est pas ici d'explicitier l'ensemble des techniques que nous aurions pu utiliser, mais seulement de détailler celle que nous avons choisi d'utiliser ainsi que les raisons de ce choix. Pour plus de détails sur les inversions, voir par exemple Tarantola (1987) et Menke (1984).

Nous avons déjà mentionné le fait que les ondes Lg et Pg échantillonnent l'ensemble de la croûte. De ce fait, on doit se contenter dans l'inversion d'une approche à 2 dimensions, la profondeur des anomalies du facteur de qualité n'étant pas connue. Cette détermination de  $Q$  apparent est basée sur la mesure de la décroissance spatiale de l'amplitude spectrale des ondes Pg ou Lg.

Nous supposons que cette amplitude spectrale observée à une station  $j$  pour un séisme  $i$ ,  $|A_{ij}(f)|$ , peut être modélisée par:

$$\frac{|A_{ij}(f)|}{\Delta t} = Source_i(f) \cdot Site_j(f) \cdot l^{-\alpha} \cdot e^{-\frac{\pi f}{v_g} \cdot \left( \int_{trajet} \frac{dl}{Q(f,r)} \right)} \quad (2.1)$$

où  $\Delta t$  est la largeur de la fenêtre temporelle utilisée pour mesurer l'amplitude spectrale,  $f$  la fréquence,  $v_g$  la vitesse de groupe,  $l$  la distance épacentrale, où  $Source_i(f)$  représente l'amplitude de l'excitation de la source  $i$ ,  $Site_j(f)$  l'effet de site à la station  $j$ ,  $l^{-\alpha}$  l'expansion géométrique et  $Q(f, r)$  le facteur de qualité apparent de l'onde en un point  $r$ . L'amplitude spectrale de l'onde intègre au cours de sa propagation entre la source et le récepteur, des informations sur la structure qu'elle traverse au travers du terme  $\int_{trajet} \frac{dl}{Q(f,r)}$  de l'équation 2.1. En faisant l'hypothèse que la trajectoire de l'onde Lg ou Pg entre une source et une station s'effectue selon un rayon droit, l'ensemble des observations  $A_{ij}(f)$  constitue un échantillonnage satisfaisant de la région étudiée (figure 2.12). Nous nous proposons donc d'inverser ces observations afin de déterminer les propriétés d'atténuation apparente du milieu traversé qui sont décrites par  $Q^{-1}(f, r)$ .



Notre régionalisation du facteur de qualité repose sur la discrétisation de la région étudiée en une grille à maille régulière. Le choix de la taille de la maille est délicat; il sera discuté au paragraphe 2.3.3 (page 69) ainsi que ses implications sur le modèle final. Les premiers essais ont été réalisés en considérant que le facteur de qualité était constant dans chaque maille de la grille. Néanmoins, pour améliorer la lisibilité des résultats, nous devons lisser le modèle obtenu qui n'était alors plus une solution de notre problème de minimisation du résidu entre amplitudes observées et calculées. Pour que les variations spatiales du modèle d'atténuation soient lisses, nous avons opté pour une approche dans laquelle la description mathématique du modèle correspond localement à une interpolation bilinéaire entre les différents noeuds de la grille. A chaque noeud correspond une variable  $1/Q_k$  (figure 2.12).

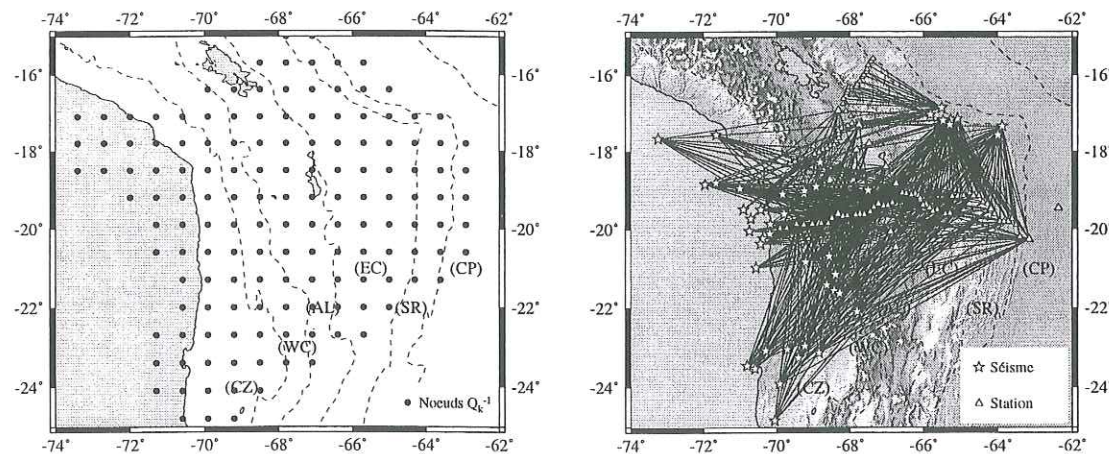


FIG. 2.12 – A gauche, exemple de discrétisation de la région étudiée. A droite, exemple de couverture spatiale des rais source-station.

En un point quelconque de la région étudiée, la valeur de  $1/Q(f, \mathbf{r})$  qui contrôle l'atténuation dans cette zone est interpolée bilinéairement à partir des valeurs  $1/Q_k$  aux quatre noeuds les plus proches du point  $\mathbf{r}$  considéré (figure 2.13). On écrit:

$$\frac{1}{Q(f, \mathbf{r})} = \frac{(1-r_x)(1-r_y)}{Q_1(f)} + \frac{r_x(1-r_y)}{Q_2(f)} + \frac{r_x r_y}{Q_3(f)} + \frac{(1-r_x)r_y}{Q_4(f)} \quad (2.2)$$

$$r_x = \frac{x - x_1}{\Delta x}$$

$$r_y = \frac{y - y_1}{\Delta y}$$

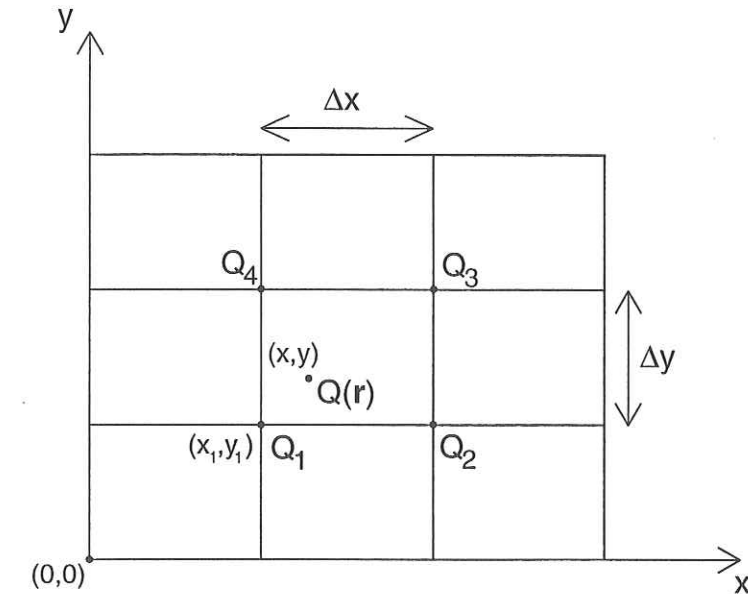


FIG. 2.13 – Détail de la discrétisation du modèle d'atténuation.

Pour chaque couple source-station, la relation 2.1 est discrétisée le long du rai en petits éléments de longueur  $dl$  choisis de sorte que la différence entre l'intégration et la sommation de  $\frac{dl}{Q(f, \mathbf{r})}$  le long du rai soit faible ( $dl=1$  km). On peut donc écrire après cette discrétisation:

$$\frac{|A_{ij}(f)|}{\Delta t} = Source_i(f) \cdot Site_j(f) \cdot l^{-\alpha} \cdot e^{-\frac{\pi f}{v_g} \left( \sum_{\text{trajet}} \frac{dl}{Q(f, \mathbf{r})} \right)} \quad (2.3)$$

Pour une fréquence  $f$  donnée et pour l'ensemble des observations  $A_{ij}(f)$ , la relation 2.3 conduit à un système d'équations linéaires dans lequel l'amplitude des sources, les effets de site et les valeurs du facteur de qualité aux noeuds du modèle sont les inconnues, et les amplitudes spectrales corrigées des effets de l'expansion géométrique sont les observables. Le modèle d'atténuation que l'on recherche est donc la solution d'un système matriciel qui s'écrit:

$$\begin{pmatrix} \beta_{1,ab} & \dots & \beta_{k,ab} & \delta_{a,1} & \dots & \delta_{a,I} & \delta_{b,1} & \dots & \delta_{b,J} \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \beta_{1,ij} & \dots & \beta_{k,ij} & \delta_{i,1} & \dots & \delta_{i,I} & \delta_{j,1} & \dots & \delta_{j,J} \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \beta_{1,st} & \dots & \beta_{k,st} & \delta_{s,1} & \dots & \delta_{s,I} & \delta_{t,1} & \dots & \delta_{t,J} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q_1^{-1} \\ \vdots \\ Q_k^{-1} \\ \ln(Source_1) \\ \vdots \\ \ln(Source_I) \\ \ln(Site_1) \\ \vdots \\ \ln(Site_J) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \ln\left(\frac{|A_{a,b}|}{\Delta t \cdot l^{-\alpha}}\right) \\ \vdots \\ \ln\left(\frac{|A_{i,j}|}{\Delta t \cdot l^{-\alpha}}\right) \\ \vdots \\ \ln\left(\frac{|A_{s,t}|}{\Delta t \cdot l^{-\alpha}}\right) \end{pmatrix} \quad (2.4)$$



où

$$\beta_{h,ij} = -\frac{\Pi \cdot f \cdot dl}{v_g} \xi_h(\text{trajet}_{ij}) \text{ avec } h \in [1, k] \text{ et } \begin{cases} \delta_{i,i} = 1 \\ \delta_{i,j} = 0 \text{ si } i \neq j \end{cases} \quad (2.5)$$

Le terme  $dl \cdot \xi_h(\text{trajet}_{ij})$  représente la somme des contributions des  $Q_h^{-1}$ , valeur de  $Q^{-1}$  au noeud  $h$ , au terme  $\sum_{\text{trajet}} \frac{dl}{Q(f,r)}$  de l'équation 2.3 lorsque le point de coordonnées  $\mathbf{r}(x, y)$  parcourt le trajet suivi par l'onde entre la source  $i$  et la station  $j$ . La valeur de ce terme est calculée à l'aide de la relation 2.2. Par commodité, le système matriciel 2.4 sera désigné plus succinctement par:

$$G \cdot m = d_{obs} \quad (2.6)$$

La résolution directe de l'équation 2.6 n'est pas possible sans l'apport d'information a priori car le système est en partie sous-déterminée. La valeur de  $Q_h^{-1}$  en un noeud  $h$  auprès duquel ne passe aucun rai est totalement indéterminé, car ce noeud n'est relié à aucun des observables  $A_{ij}(f)$  par une relation décrite par l'équation 2.3. Pour un noeud auprès duquel passe un très grand nombre de rais, il est relié à un grand nombre d'observations, la valeur de  $Q_h^{-1}$  est sur-déterminée. Le système matriciel considéré est en fait à la fois sur- et sous-déterminé.

L'algorithme de calcul que nous avons implémenté repose sur une inversion par moindres carrés pondérés (équation 2.7; Tarantola, 1987) à laquelle nous avons ajouté des contraintes a priori sur les paramètres  $1/Q_k$  du modèle. Le choix de ne pas utiliser une méthode SIRT est basé sur les considérations théoriques et numériques de Van der Sluis et Van der Vorst (1987), Spakman et Nolet (1988) et Nolet (1993) qui ont montré que la performance d'une méthode de gradients est supérieure à SIRT. Les contraintes à priori sur les paramètres  $1/Q_k$  du modèle sont qu'ils soient positifs pour que le facteur de qualité ait un sens physique. Mais ainsi, on exclue toute solution dans laquelle les ondes seraient localement amplifiées par un phénomène différent d'un effet de site, comme une focalisation de l'énergie par la structure.

Considérant un modèle initial  $m_0$  pour lequel  $G \cdot m_0$  vaut  $d_0$ , la solution  $m$  la plus probable au sens des moindres carrés s'exprime par (Tarantola, 1987):

$$m = m_0 + \delta m = m_0 + (G^t \cdot C_d^{-1} \cdot G + C_m^{-1})^{-1} \cdot G^t \cdot C_d^{-1} \cdot \delta d \quad (2.7)$$

où  $\delta d = d_{obs} - d_0$ . Les incertitudes sur les données sont décrites par la matrice de covariance  $C_d$ . Les incertitudes sur le modèle a priori  $m_0$  sont décrites par la matrice de covariance  $C_m$ . Ce processus est répété jusqu'au seuil de convergence désiré. Dans cette étude,  $C_d$  et  $C_m$  ont été réduites à des matrices diagonales. Dans la matrice  $C_m^{-1}$ , seuls les éléments diagonaux associés aux variables  $1/Q_k$  sont non nuls. Pour imposer un critère de positivité sur les paramètres

$1/Q_k$ , nous utilisons le fait que l'information a priori est décrite par  $m_0$  et  $C_m$  (le détail de la procédure est explicité plus loin). Le choix de  $C_m$  a été fait par essais et erreurs afin de permettre au modèle de varier relativement librement tout en assurant la stabilité de la solution. La matrice de résolution associée à l'ensemble du processus est calculée pour connaître la part du modèle qui est ou n'est pas contrainte par les données (paragraphe 2.3.1).

Après les premiers tests dans lesquels les termes d'effets de sites étaient introduits dans l'inversion au même titre que les autres inconnues, nous nous sommes aperçus que les résultats n'étaient pas satisfaisants. En effet, les exemples des figures 2.8 et 2.9 montrent que les variations régionales d'amplitude spectrale ont une amplitude bien supérieure à celles des variations locales. Or, nous attendons de l'inversion que les variations régionales soient absorbées par le facteur de qualité  $Q_k$  alors que les variations locales devraient être absorbées par les termes d'effets de sites. Ceci n'était pas le cas dans nos premières inversions où les termes d'effets de site absorbaient une partie des variations régionales. Nous avons donc décidé de négliger les  $Site_j(f)$  dans l'inversion et de ne les réintroduire que dans la dernière itération où ils n'absorbent que les résidus des variations spatiales d'amplitude spectrale.

L'organigramme de la régionalisation du facteur de qualité est présenté sur la figure 2.14:

(1) Les amplitudes spectrales sont calculées dans une fenêtre temporelle dont la largeur varie linéairement avec la distance épacentrale. Il s'agit d'extraire le signal correspondant à une fenêtre de vitesse de groupe. Le début et la fin des signaux extraits sont apodisés pour éviter d'introduire des hautes fréquences. Pour chaque enregistrement, une fenêtre de bruit est extraite avant la première arrivée ( $P_n$  ou  $P_g$ ). Le critère des moindres carrés présente l'inconvénient d'être sensible à un petit nombre de données fortement entachées d'erreurs, aussi une sélection des signaux basée sur la valeur du rapport signal sur bruit est préférable. A une fréquence donnée, seuls les signaux dont le rapport signal sur bruit est supérieur à 10 ont été sélectionnés pour la régionalisation. De plus, il est possible de pondérer les données en fonction des différences entre les amplitudes spectrales observées et celles prédites par le modèle. Un exemple sera présenté sur la figure 2.22. Néanmoins, la pondération des données comporte le risque d'éliminer des données qui correspondent à des propagations au travers de fortes anomalies, anomalies que nous cherchons précisément à mettre en évidence. Dans les régionalisations qui seront présentées, sauf cas exceptionnels qui seront mentionnés, ce procédé de pondération des données ne sera pas appliqué.

(3) A partir des paramètres de discrétisation de la région (2), le modèle initial est calculé dans l'hypothèse d'une atténuation homogène (une seule valeur de  $1/Q$  pour l'ensemble de la



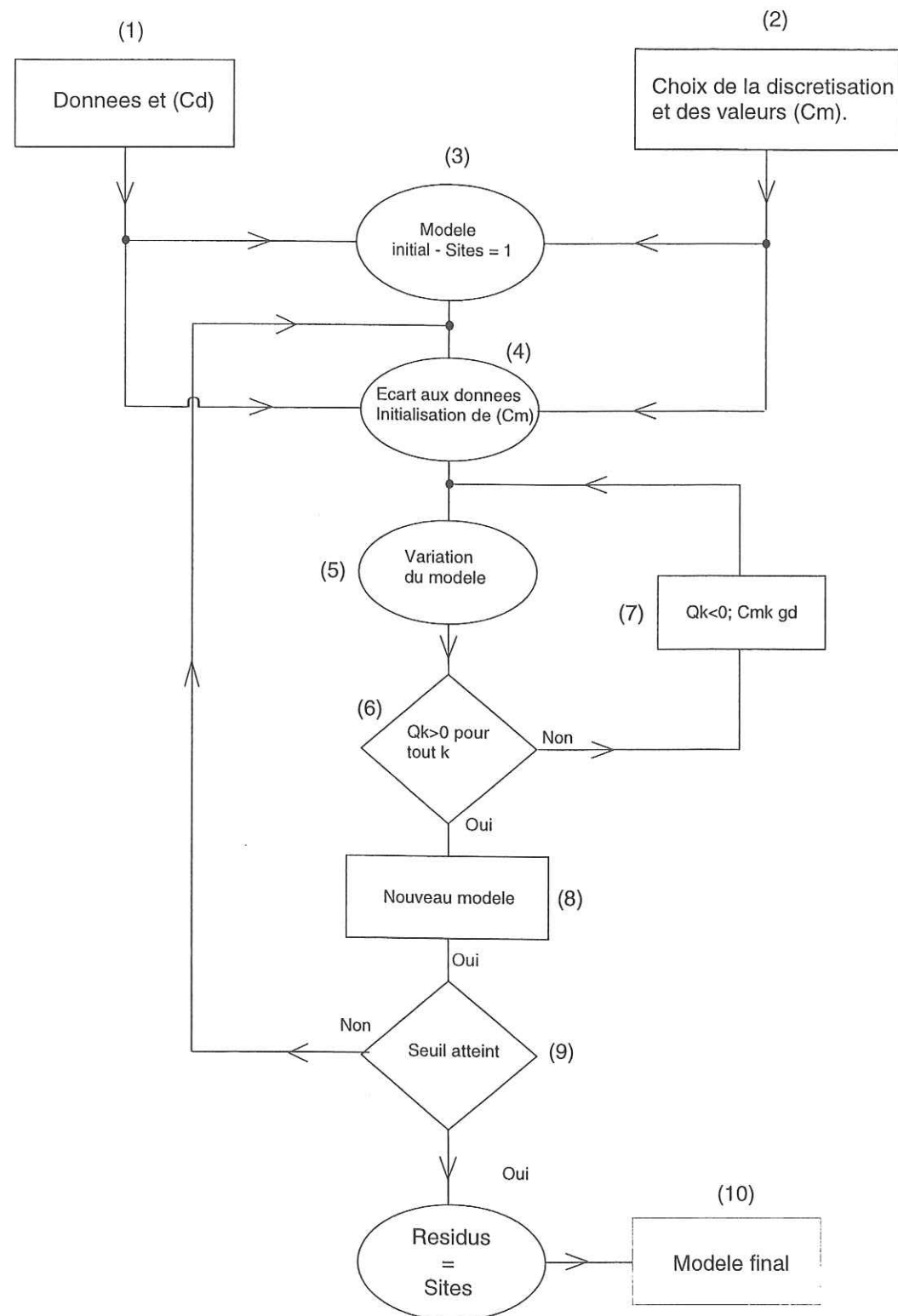


FIG. 2.14 - Schéma explicatif de la procédure d'inversion.

région étudiée), et en négligeant les effets de site à partir de la relation:

$$\frac{|A_{ij}(f)|}{\Delta t \cdot l^{-0.83}} = Source_i(f) \cdot e^{-\frac{\pi \cdot f \cdot l}{v_g \cdot Q(f)}} \quad (2.8)$$

Les valeurs des termes de sources et de  $1/Q$  sont déterminées au sens des moindres carrés. Dans le paragraphe 2.3.2, nous nous intéresserons à l'influence du modèle initial sur le modèle final.

(4) Les différences  $\delta d$  entre les amplitudes observées et prédites dans le modèle sont calculées, les matrices de covariance  $C_d$  et  $C_m$  sont construites et (5) les variations à appliquer au modèle sont calculées par l'équation 2.7

(6) Si la variation  $\delta m$  du modèle brise le critère de positivité de certains des paramètres  $1/Q_k$ , l'itération est invalidée (7). Pour imposer un critère de positivité sur  $1/Q_k$ , nous utilisons le fait que l'information a priori est décrite par  $m_0$  et  $C_m$ . Les paramètres du modèle qui n'ont pas respecté la positivité sont fortement pondérés pour empêcher leur variation en imposant que  $(C_m)_{hh} \ll 1$  et  $\delta m$  est recalculé (5). (6) Si le critère est à nouveau brisé pour d'autres variables, on réitère le processus. Si ce n'est pas le cas, l'itération et les modifications du modèle sont validées (8).

(9) Si le seuil de convergence que l'on s'est fixé est atteint, les résidus  $\delta d$  sont attribués aux termes d'effet de site dans une ultime itération (10). Le modèle final est ainsi construit. Si le seuil de convergence n'est pas atteint, la série d'opérations est effectuée à nouveau (4).

La réduction de variance atteinte à 1 Hz, avant la dernière itération prenant les termes de sites en compte, est de 56%. Les termes de sites calculés à 1 Hz et à 3 Hz sont représentés sur les figures 2.15 et 2.16 en fonction de la longitude des stations. On constate qu'ils sont décorrélés les uns par rapport aux autres, ce qui montre que les variations latérales de l'amplitude spectrale à l'échelle régionale ont été modélisées par des variations latérales du facteur de qualité (figure 2.17). A ces deux fréquences, la plupart des termes de sites sont compris entre 0.5 et 2, des valeurs qui restent faibles par rapport aux variations spatiales mesurées de l'amplitude spectrale. Les spectres d'amplitudes des sources et leurs localisations sont tracés sur les figures 2.19 et 2.18. On constate que bien que le terme de source (équation 2.3) soit calculé fréquence par fréquence dans l'inversion, la forme du spectre d'excitation est très stable d'une fréquence à l'autre, et ceci quelque soit la localisation du séisme. Cette stabilité de la valeur du spectre d'excitation d'une fréquence à l'autre est un bon indice en faveur de la stabilité de l'inversion et donc de la qualité du résultat de la régionalisation du facteur de qualité.

### 2.3.1 Matrice de résolution

L'inversion est conduite avec des contraintes a priori ce qui évidemment modifie le résultat final. Négligeons les erreurs sur les données, et posons:



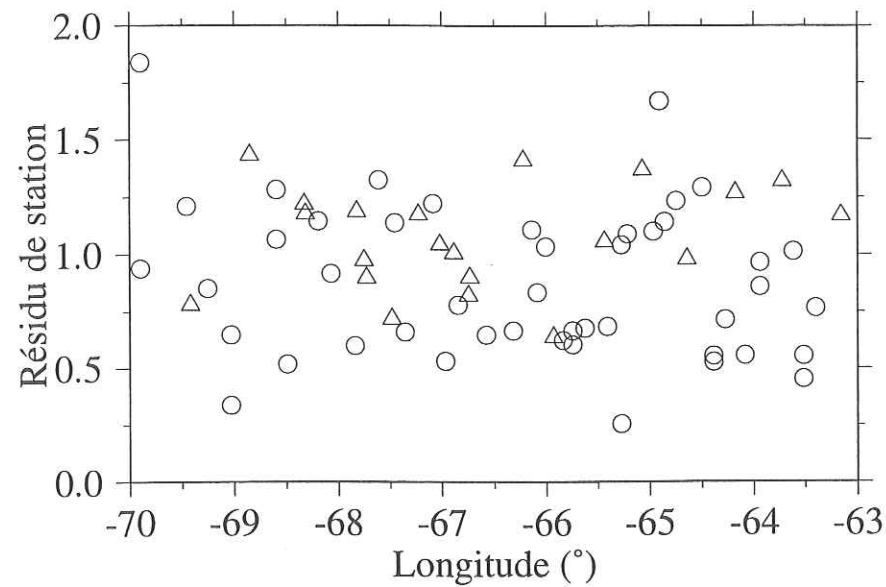


FIG. 2.15 – Valeurs des effets de site calculés à 1 Hz au travers des Andes Centrales. Les cercles correspondent aux stations du réseau Lithoscope 1994, et les triangles à celles des réseaux BANJO et SEDA.

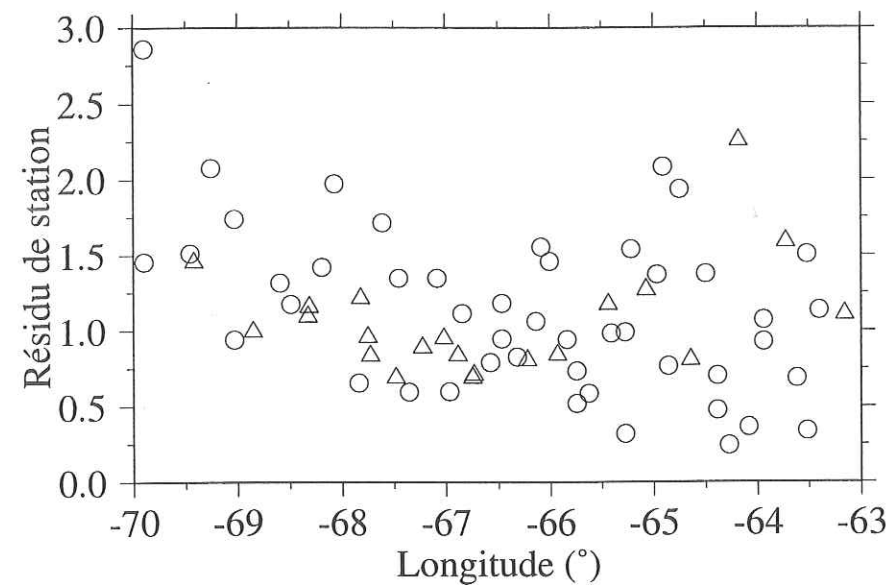


FIG. 2.16 – Même légende que figure 2.15 à 3 Hz.

$$d_{obs} = Gm_{vrai} \quad (2.9)$$

où  $d_{obs}$  représente les observations,  $m_{vrai}$  le modèle vrai qui explique l'intégralité des observations,  $m_{initial}$  le modèle initial et  $m_{inv}$  le modèle obtenu par inversion. La matrice de résolution

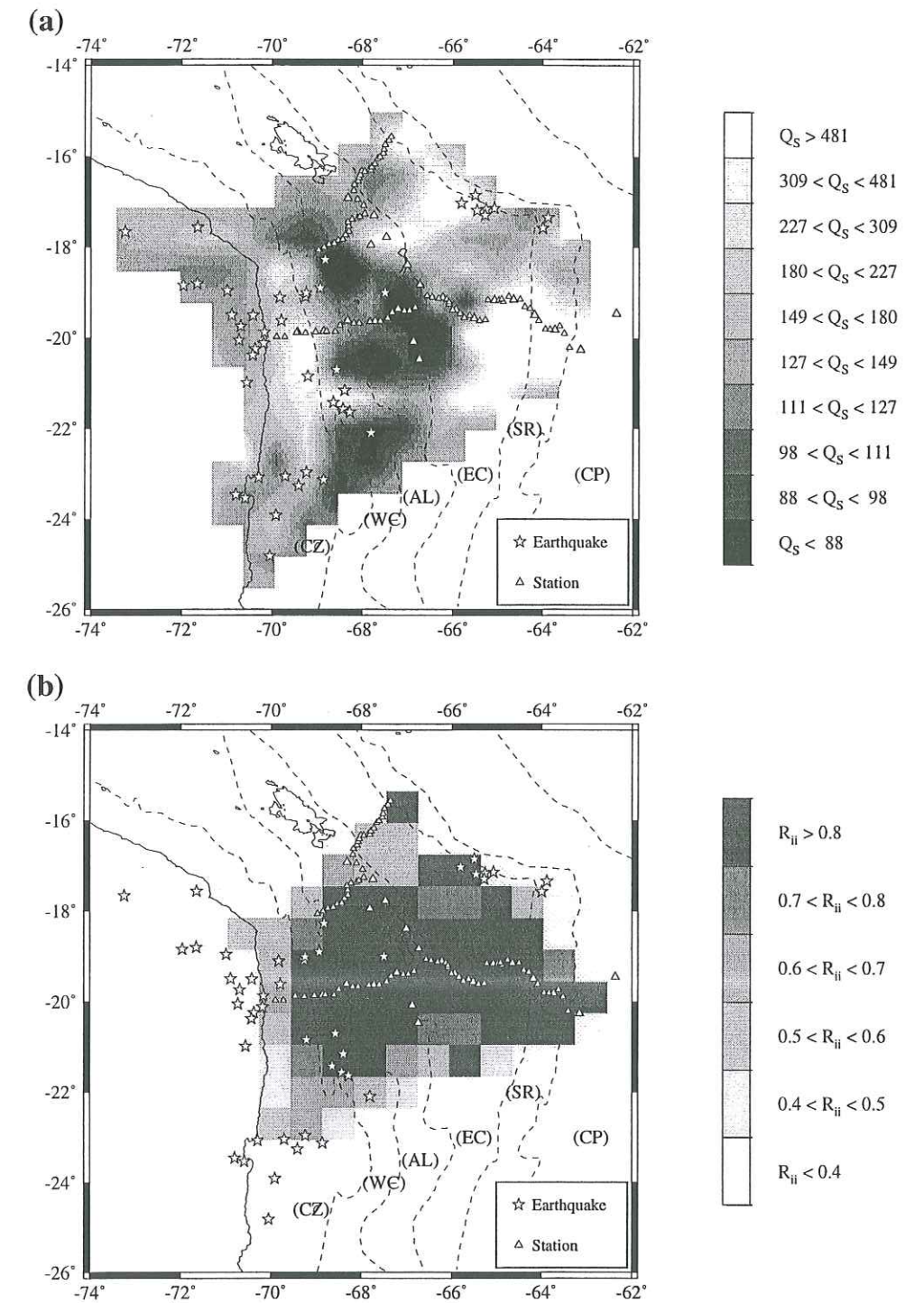


FIG. 2.17 – Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg à 1 Hz. La taille de la maille est de  $0.7^\circ$ . (a) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_s$ . L'échelle de couleur est linéaire en  $Q_s^{-1}$ . (b) Carte de résolution. Les carrés sont centrés sur les noeuds de la grille de discrétisation. La couleur du carré est fonction de la valeur de l'élément diagonal de la matrice de résolution associé à ce noeud.



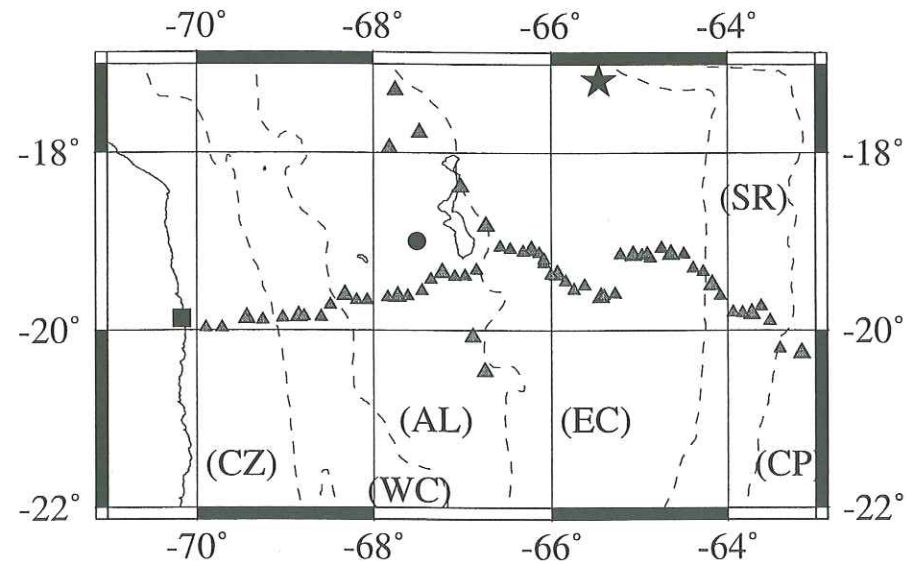


FIG. 2.18 – Localisations des séismes (marquées par une étoile, un cercle, un carré) dont le spectre d'excitation des ondes Lg est présenté sur la figure 2.19

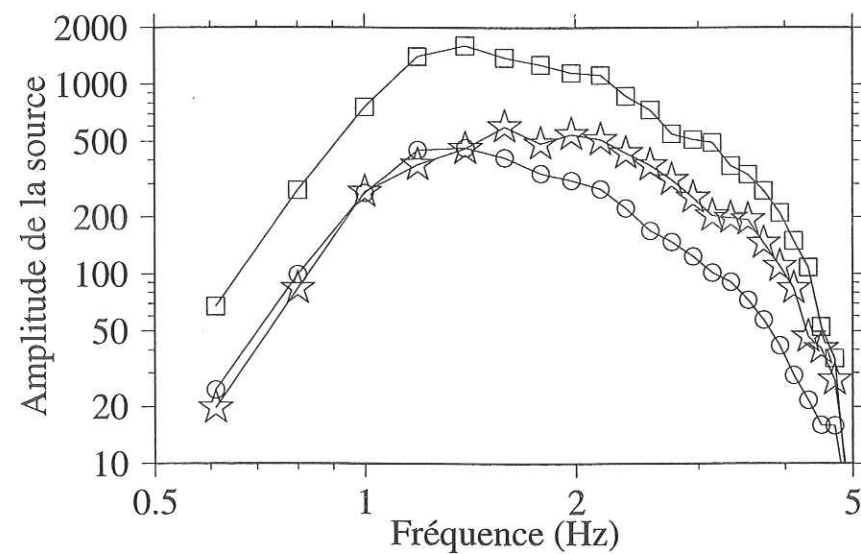


FIG. 2.19 – Spectres d'excitation des ondes Lg pour les trois séismes dont les localisations sont présentées sur la figure 2.18, tels qu'ils ont été déterminés lors de la régionalisation du facteur de qualité des ondes Lg.

R est définie par:

$$m_{inv} - m_{initial} = R(m_{vrai} - m_{initial}) \quad (2.10)$$

Cette matrice permet de séparer la part de l'information contenue dans le modèle final qui

est apportée par les données de celle qui n'est que le reflet des informations a priori. De plus, les valeurs des éléments extra-diagonaux traduisent les couplages entre les différents paramètres de la solution. Si la matrice de résolution est égale à la matrice identité, alors le modèle obtenu est parfaitement résolu par les données.

A l'itération (n), on a (Tarantola, 1987):

$$\begin{cases} m_n = m_{n-1} + B_n(d_{obs} - G.m_{n-1}) \\ B_n = (G^t.C_d^{-1}.G + (C_m^{-1})_n)^{-1}.G^t.C_d^{-1} \\ R_n = B_n.G \end{cases} \quad (2.11)$$

Ce qui nous intéresse n'est pas de connaître la matrice de résolution pour un résultat intermédiaire,  $R_n$ , mais celle qui relie le modèle final au modèle initial en prenant en compte l'ensemble des itérations. Par récurrence, on peut montrer que le modèle obtenu à l'itération (n) est relié au modèle initial par la relation linéaire:

$$\begin{cases} m_n = m_0 + A_n(d_{obs} - G.m_0) \\ A_n = B_n + A_{n-1} - B_n.G.A_{n-1} \quad \text{avec } A_0 = 0 \end{cases} \quad (2.12)$$

A l'étape finale, en réarrageant les termes de l'équation 2.12 et en tenant compte de l'équation 2.9, on obtient:

$$\begin{cases} m_{final} - m_0 = R_{global}(m_{vrai} - m_0) \\ R_{global} = A_{final}.G \end{cases} \quad (2.13)$$

$R_{global}$  est la matrice de résolution qui lie le modèle final et le modèle initial pour une opération qui intègre l'ensemble des inversions avec différentes contraintes a priori. Cette matrice a été systématiquement calculée et est présentée avec les résultats des régionalisations.

### 2.3.2 Influence du modèle initial sur la solution finale

Pour tester l'influence du modèle initial sur le résultat de l'inversion, nous avons comparé les régionalisations du facteur de qualité apparent des ondes Lg obtenues à partir de deux modèles initiaux distincts, un modèle homogène et un modèle en damier. Le modèle initial homogène a été calculé à partir de la relation 2.8. Dans le modèle initial en damier (figure 2.20a), la valeur du facteur de qualité à chaque noeud du modèle est fixée alternativement à 70 (forte atténuation) et à 1000 (faible atténuation). La maille du modèle est de 0.7°. Pour



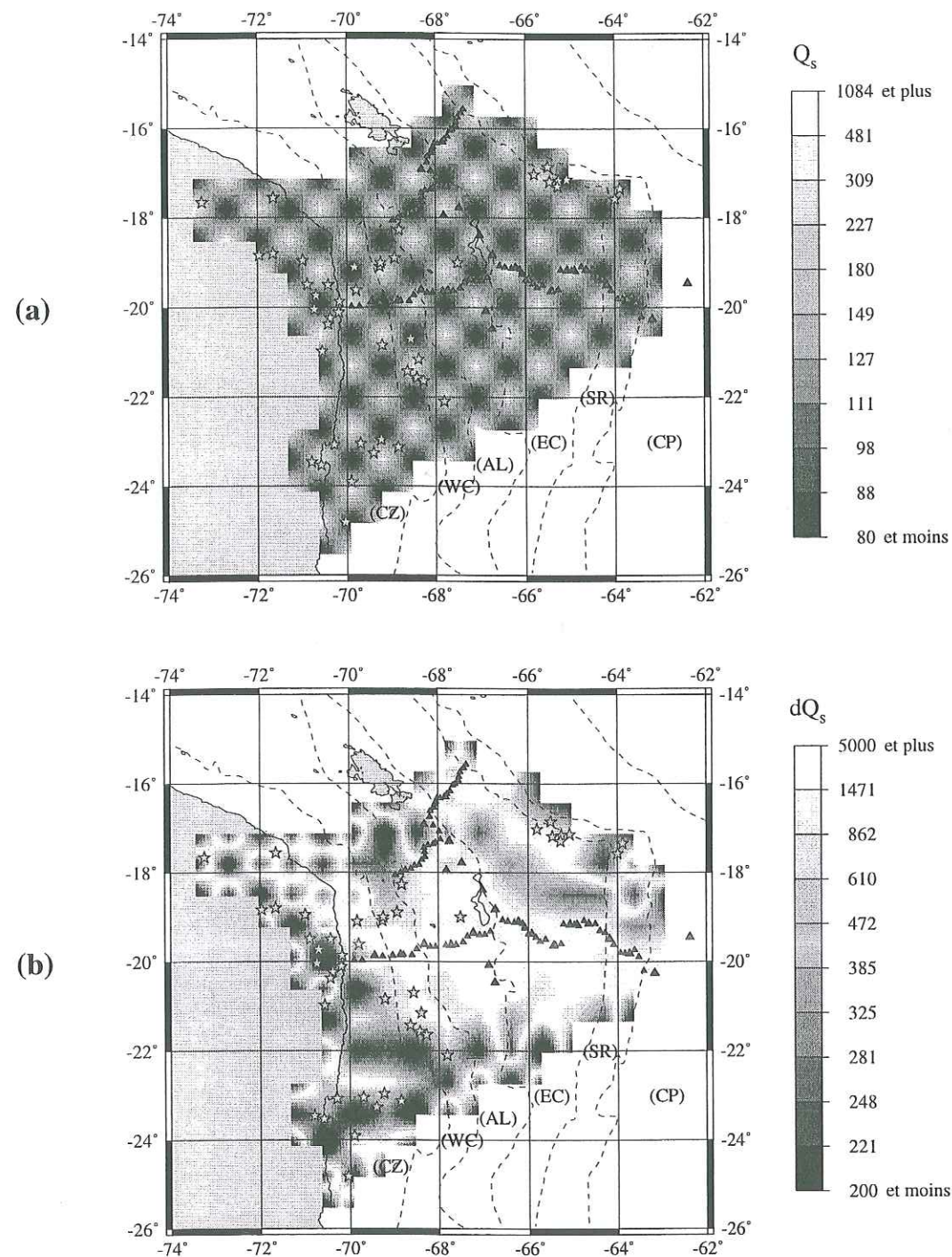


FIG. 2.20 – (a) Modèle initial de type damier. Le facteur de qualité aux noeuds vaut alternativement 70 et 1000. (b) Distribution du facteur de qualité représentant la différence d'atténuation entre les résultats des inversions de  $Q_s$  à 1 Hz effectuées à partir de deux modèles initiaux différents: le modèle en damier (présenté en a) et un modèle homogène.

estimer quantitativement les écarts entre les deux modèles finaux résultats de l'inversion, nous avons 1) converti les distributions spatiales de  $Q_s$  en distributions spatiales de  $1/Q_s$ , 2) fait la différence entre ces deux distributions de  $1/Q_s$ , 3) calculé la valeur absolue de la différence et 4) converti cette valeur absolue de la différence en facteur de qualité  $dQ_s$ .  $dQ_s$  représente le facteur de qualité associé à la différence d'atténuation entre les deux résultats. C'est la valeur qu'il faudrait ajouter pour réconcilier (au signe près) les résultats de l'inversion calculés pour nos deux modèles initiaux. Si les résultats des deux inversions faites pour deux modèles initiaux différents sont très proches,  $dQ_s$  est grand. Les valeurs du facteur de qualité  $dQ_s$  associé à la différence d'atténuation sont représentées sur la figure 2.20b. On voit que dans la partie centrale de la région étudiée, les différences d'atténuation sont minimales ( $dQ_s > 800$ ) montrant que l'influence du modèle initial sur la solution finale peut être négligée. En revanche, la partie la plus externe de la région étudiée est mal contrainte et les différences entre les deux solutions sont importantes. Dans cette zone, le résultat dépend donc fortement du modèle initial.

### 2.3.3 Influence de la taille de la maille sur la solution finale

Afin d'obtenir une meilleure résolution spatiale de la régionalisation du facteur de qualité apparent, on peut être tenté de réduire la taille de la maille du modèle. Cependant, cela ne comporte pas que des avantages. Outre l'augmentation du nombre d'inconnues, de la taille du système matriciel et donc du temps de calcul nécessaire à sa résolution, cela peut être à l'origine d'instabilités de la solution. En réduisant la maille du modèle, chaque maille est moins bien échantillonnée, et par voie de conséquence, elle est peut-être moins bien résolue. Le choix de la taille de la maille est donc délicat et conduit à un compromis entre la résolution spatiale de la régionalisation et la résolution locale du problème. Ce choix doit se faire par essais et erreurs.

Les résultats de la régionalisation de  $Q_{app}$  à 1 Hz pour une maille de  $0.7^\circ$  et de  $0.5^\circ$  de côté sont présentés sur les figures 2.17 et 2.21. Les résultats de ces deux régionalisations sont très similaires. En effet, on retrouve la plupart des anomalies de forte atténuation sur les deux inversions exceptée celle située dans la Cordillère Orientale (EC) sur la figure 2.21 que l'on ne retrouve pas sur la figure 2.17. L'extension de l'anomalie de la zone de Los Frailes ( $-67^\circ E, -20^\circ N$ ) diffère d'un modèle à l'autre. La variation de la taille de cette anomalie est probablement liée à la présence ou l'absence de l'anomalie de la Cordillère Orientale dont il vient d'être question. La réduction de la taille du maillage se traduit aussi par une diminution de la valeur des éléments diagonaux de la matrice de résolution (figures 2.17b et 2.21b). La comparaison de ces deux exemples illustre bien le fait qu'un resserrement du maillage peut entraîner une dégradation partielle ou totale de la solution. Pour la régionalisation de  $Q_s$  à partir de la décroissance spatiale de l'amplitude de la  $L_g$  mesurée sur la composante verticale, nous avons choisi un



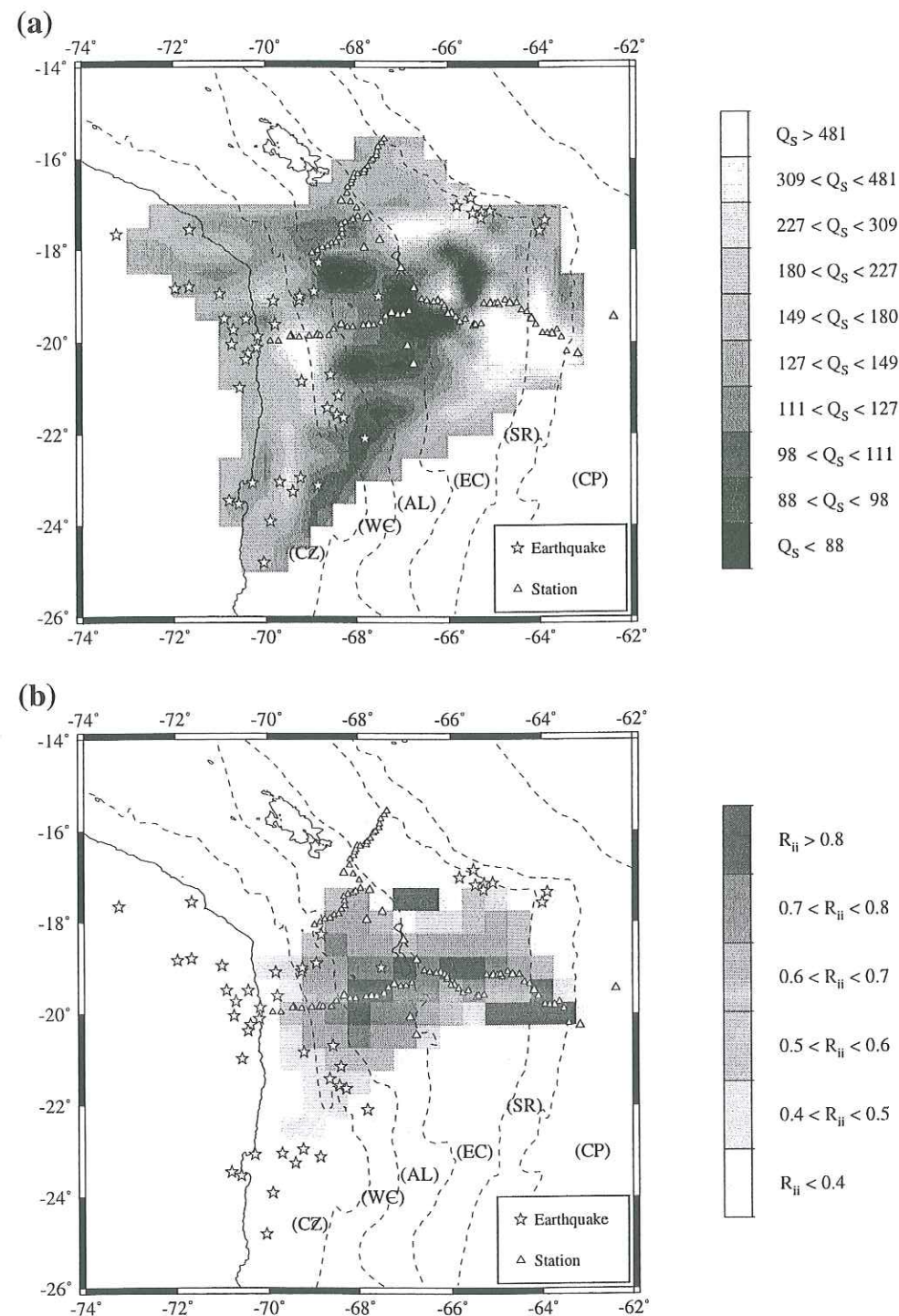


FIG. 2.21 – Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg à 1 Hz pour un maillage de 0.5° (à comparer avec la figure 2.17). (a) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_s$ . L'échelle de couleur est linéaire en  $Q_s^{-1}$ . (b) Carte de résolution.

maillage de 0.7°. Dans les régionalisations utilisant les trois composantes, régionalisations qui seront présentées après l'article soumis à Journal of Geophysical Research, la réduction du

nombre de mesures disponibles nous a conduit à choisir un maillage de 1°.

### 2.3.4 Influence des erreurs sur les données

Le critère des moindres carrés peut être sensible à un très petit nombre d'observations fortement entachées d'erreurs. Pour tester l'influence de la qualité des données sur le résultat de l'inversion, nous avons pondéré les données en fonction de la différence entre les amplitudes spectrales mesurées et celles prédites dans un modèle homogène. Nous avons affecté une incertitude très grande aux mesures d'amplitude spectrale pour lesquelles la différence entre la valeur mesurée et la valeur prédite dans un modèle homogène est supérieure à un seuil égal à un pourcentage de l'écart-type moyen sur l'ensemble des données. Dans l'exemple présenté sur la figure 2.22a, le seuil a été fixé à quatre fois l'écart-type moyen. Environ 5% des données sont concernées par cette pondération supplémentaire. On remarque que le résultat de la régionalisation à 1 Hz reste pratiquement inchangé. Le résultat n'est donc pas sensible à un petit nombre de données de mauvaise qualité. Sur la figure 2.22b, le seuil a été fixé à deux fois l'écart-type moyen ce qui se traduit par une pondération supplémentaire d'environ 15% des données. Cette fois-ci, la distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_s$  commence à être assez différente. Néanmoins, on distingue très nettement la présence des trois anomalies centrales de l'Altiplano et l'augmentation de  $Q_s$  à l'Est et à l'Ouest de l'Altiplano. La pondération des données comporte le risque qu'elle peut éliminer des données qui correspondent à des propagations au travers de fortes anomalies, anomalies que nous cherchons précisément à mettre en évidence. Puisque nous avons montré que le résultat n'est pas sensible à un très petit nombre d'observations de mauvaise qualité (figure 2.22a, ce procédé de pondération des données ne sera pas appliqué dans les régionalisations qui seront présentées, sauf cas exceptionnels qui seront mentionnés.



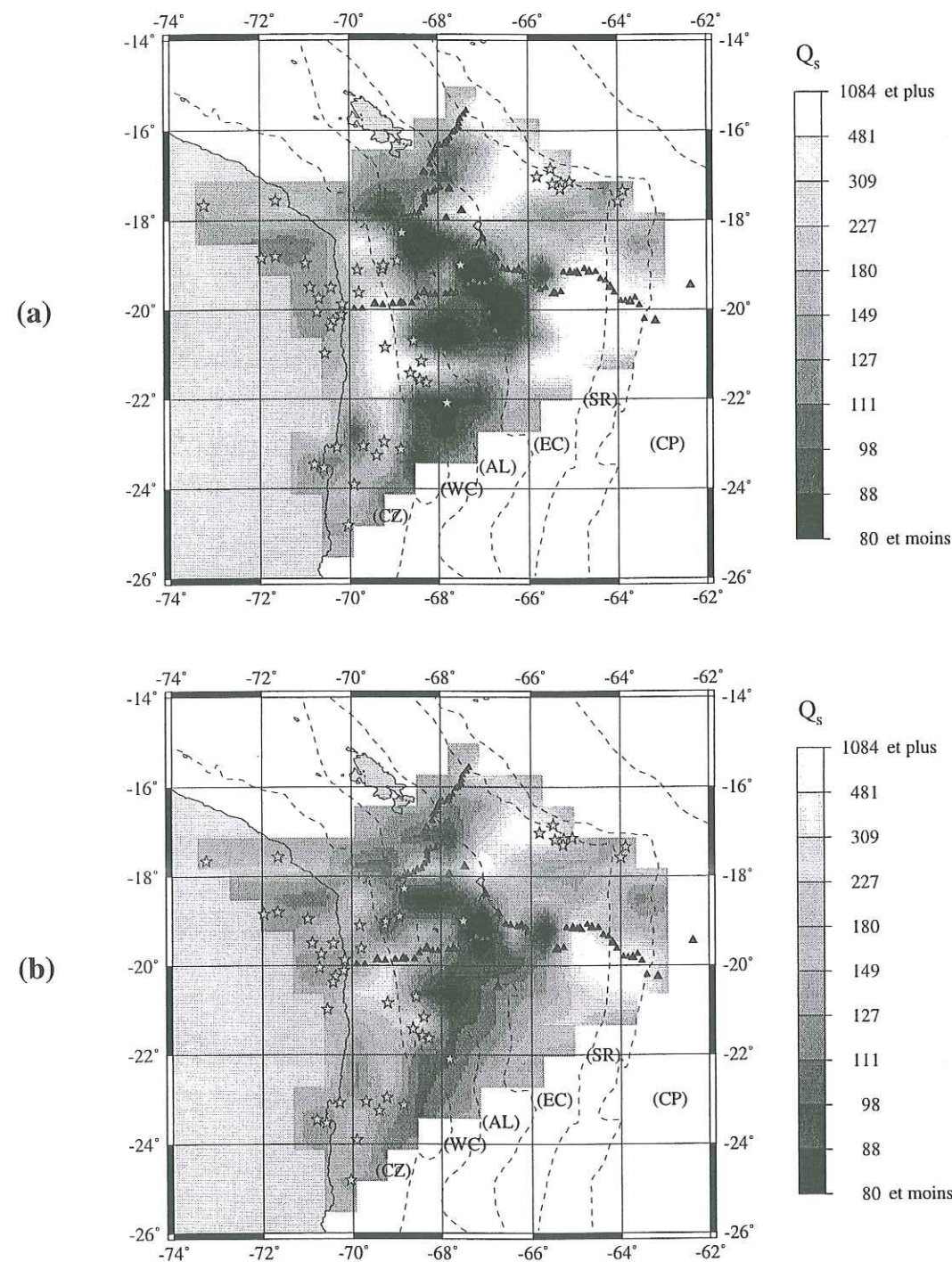


FIG. 2.22 – Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg à 1 Hz calculée avec une pondération des données. (a) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_s$  pour un seuil égal à 4. (b) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_s$  pour un seuil égal à 2.

## 2.4 Evidence of strong crustal heterogeneity in the Bolivian Altiplano as revealed by attenuation of Lg waves

Baumont D.<sup>1</sup>, Paul A.<sup>1</sup>, Beck S.<sup>2</sup>, Zandt G.<sup>2</sup>

(1) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, Centre National de la Recherche Scientifique and Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

(2) Southern Arizona Seismological Observatory and Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona, USA.

Article soumis à Journal of Geophysical Research en juillet 98

### Abstract

Using the seismological data of four temporary networks installed across the Andes of Bolivia and Chile between 1990 and 1995, we study the amplitudes of the Lg phase for 45 regional events located at crustal depths. This analysis reveals that Lg is strongly attenuated for most of the raypaths crossing the Altiplano independent of the azimuth of propagation. To map the anomalies and evaluate their frequency dependence, we conduct a regionalization of the crustal average  $Q_s$ -factor using a damped-least-squares inversion technique in the frequency range 0.6-5 Hz. The resulting maps delineate regions with contrasting values of apparent attenuation. The Altiplano is characterized by strong attenuation with an average  $Q_s$  of 100 at 1 Hz, whereas the Cordilleras are regions of weaker attenuation. The frequency dependence of  $Q_s$  is investigated in an attempt to separate the source of the apparent attenuation into scattering and anelastic



absorption. At 1 Hz, scattering plays a major part in the attenuation of Lg waves whereas at 4 Hz, both mechanisms are of equal importance. These results indicate that the attenuation of Lg waves in the Altiplano is due more to scattering by small-scale heterogeneities than to a high percentage ( $> 1\%$ ) of partial melt involving a large part of the crust. These heterogeneities could be solidified intrusions of magmatic material of kilometer size in the thickened Altiplano crust.

## 2.5 Introduction

The Bolivian Altiplano is the second largest high plateau in the world after Tibet. Its formation and the origin of its 65- to 70-km thick crust (James, 1971; Beck et al., 1996) are still debated. The two end-member models proposed as the major sources of crustal thickening are distributed tectonic crustal shortening and magmatic addition (Isacks, 1988; Kono et al., 1989; Allmendinger and Gubbels, 1996). Tectonic studies based on surface exposures and seismic reflection profiles suggest that Neogene shortening is insufficient to explain the anomalous thickness of the crust under the Altiplano (Baby et al., 1996; Schmitz, 1994). Due to the lack of knowledge on the crustal structure, it is not yet clear whether the crustal shortening estimates are too low, the crust contains magmatic material added from the mantle or whether another process, such as underplating of a sedimentary wedge buried in the subduction must be invoked.

Analyzing the propagation of seismic waves provides indirect information on the structures. In particular, the  $Q_s$  quality factor, which can be reliably measured from the Lg phase, is an indicator of the possible presence of partial melt, or of strong heterogeneity at wavelength scale (i.e. kilometer). Accordingly, the analysis of Lg propagation can give clues on the amount of partially melted material and the role of magmatic addition in the thickened Andean crust.

Using records of 5 stations of the WWSSN short-period network, Chinn et al. (1980) suggested the existence of a propagation anomaly of Lg waves across the Central Andes. Due to the poor spatial coverage of their data, they were very cautious in their conclusion that "the lateral variations in Lg propagation appear to be related to the orientation of the path relative to the structural trend of the Andes rather than to anomalous regions in the continental crust".

In the present study, we use data of four temporary seismological networks deployed in the Central Andes (Fig. 2.23). Two of them are the Lithoscope experiments conducted by French teams across the northern (Dorbath et al., 1993) and southern (Dorbath et al., 1996) branches of the Bolivian orocline. The northern deployment lasted for 5 months in 1990-1991,

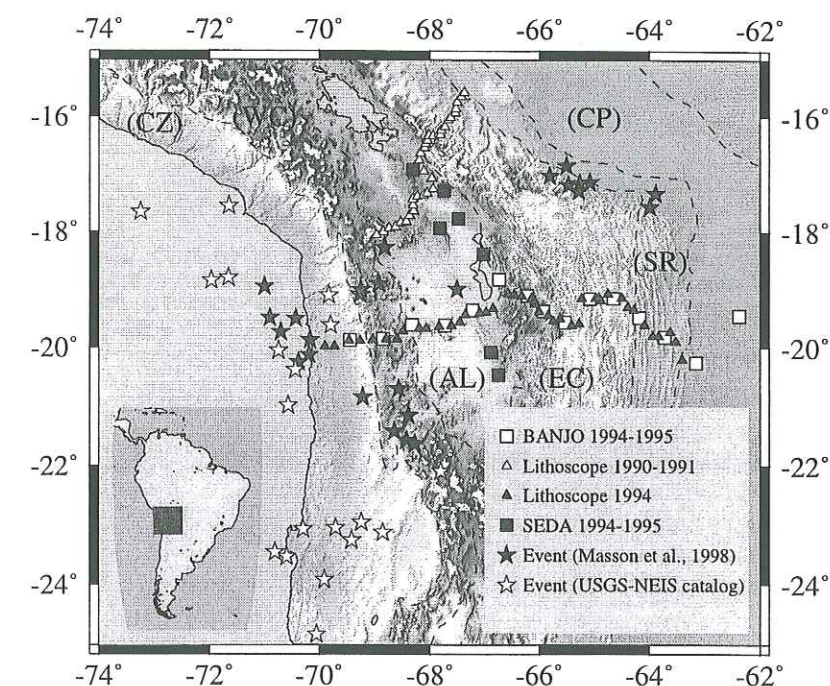


FIG. 2.23 – Topographic map of the Central Andes showing the locations of stations (squares and triangles) and earthquakes (stars) used in this study. The main structural regions are separated by dashed lines, from west to east: Coastal Zone (CZ), Western Cordillera (WC), Altiplano (AL), Eastern Cordillera (EC), Subandean Range (SR), and Chaco Plain (CP).

and the southern one for 6 months in 1994. They involved short-period, mostly one-component stations. The other two datasets come from the BANJO (Beck et al., 1996) and SEDA (Zandt et al., 1996) experiments that were carried out by US teams for 1.5 and 1 year respectively in 1994-1995. They consisted of 3 component broadband stations. The combination of the French and US complementary networks provides a good sampling of the Central Andes by numerous source/station paths making possible a detailed investigation of the propagation characteristics of the Lg phase. Our purpose is to confirm the existence of the propagation anomaly suggested by Chinn et al. (1980) and delineate it more precisely. To that aim, we conduct a regionalization of the mean crustal quality factor for S-waves,  $Q_s$ .

## 2.6 Data Selection

The Lg wavetrain is made of the superposition of shear waves supercritically reflected at the Moho, and hence, trapped in the crust (e.g. Campillo, 1990). Mostly generated by crustal sources (Campillo, 1984), it is the most energetic wavetrain at regional distances and its



characteristics are very sensitive to the physical parameters of the crust. The evaluation of the crustal quality factor  $Q_s$  relies on the measurement of the spatial decay rate of the amplitude of the Lg phase.

The first step is the selection of seismic data from crustal earthquakes. Since the maximum Moho depth in the region is 70 km (James, 1971; Beck et al., 1996), we selected events located at shallower depths using the hypocentral locations computed by Masson et al. (1998) for local and regional events complemented by the USGS NEIS catalog (Fig. 2.23). To avoid misinterpretations due to bad locations at depth, we systematically checked the presence of the crustal phases Pn, Pg, Sn and Lg in the records by analyzing the distribution of energy as a function of group velocity. Furthermore, to avoid misinterpretations of direct S waves as fully trapped Lg waves, we only considered records with an epicentral distance larger than 180 km. The final dataset includes 769 records from 45 local and regional crustal earthquakes. To preserve the relative amplitudes of signals recorded with different sensors, the instrumental responses were removed by deconvolution. The amplitude calibration factors were determined by cross-checking of the signal amplitudes at nearby sites.

## 2.7 Direct Observation of Lg Extinction

A visual analysis of the seismograms confirms the existence of a propagation anomaly of the Lg phase in the Central Andes. This is documented in Figure 2.24 where very sharp variations in Lg amplitude are observed on vertical component records for an earthquake located in the region of Cochabamba (Fig. 2.24a). Seismograms recorded along the east-west profile (Fig. 2.24c) show a clear Lg phase at stations in the Subandean Range (SR) and Eastern Cordillera (EC), whereas Lg is strongly attenuated in the Altiplano (AL). The north-south profile on the Altiplano (Fig. 2.24b) also shows variations with a clear attenuation of Lg at the southernmost station. Similar observations are made on horizontal component records, excluding the explanation of the disappearance of Lg on the vertical component due to a change in incidence angle at shallow depths caused by soft sediment deposits.

Figure 2.25 shows all the available source-station raypaths separated in 2 groups according to the Lg to Pg-P coda energy ratio measured on the vertical component seismogram within the group velocity windows 3.3-2.9 km/s and 6.-4.5 km/s, respectively. Lg is considered strong when Lg to Pg-P coda energy ratio is larger than 1. Strong Lg wavetrains (Fig. 2.25a) are observed mainly for raypaths limited to the western and eastern ends of our study region. In contrast, most of the raypaths crossing the central part of the Altiplano are associated with

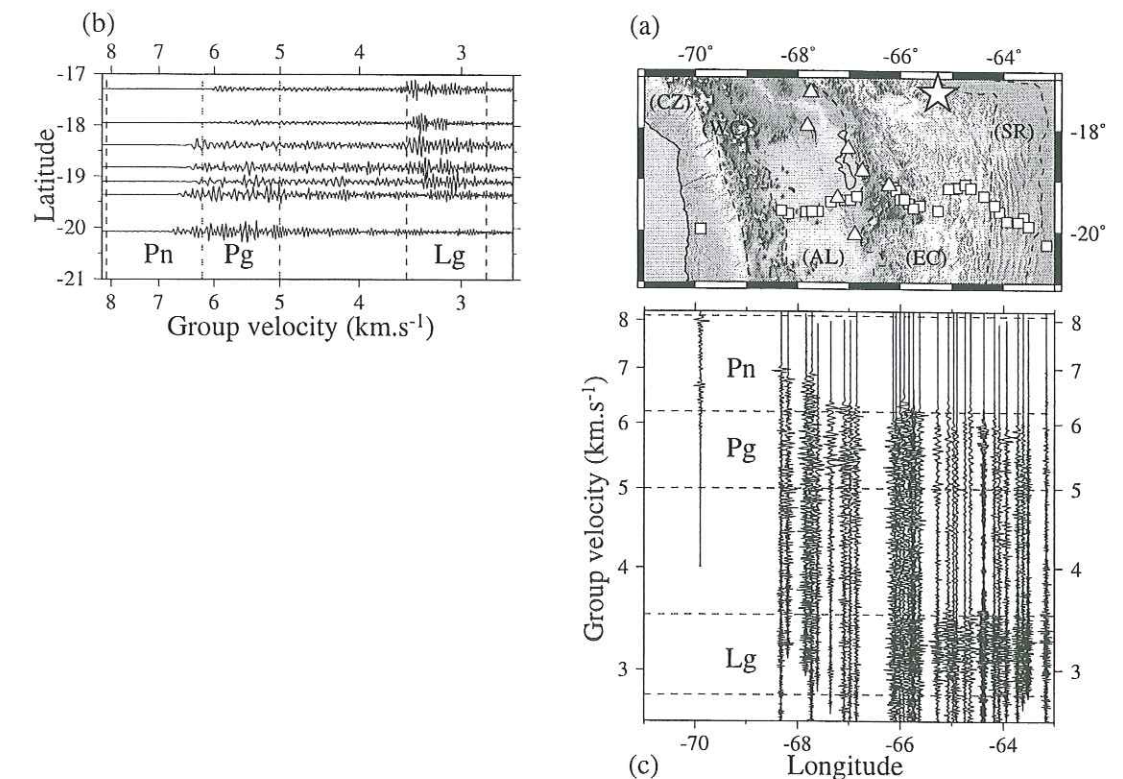


FIG. 2.24 – Vertical component record sections of a crustal event located in the Cochabamba region. a: Location map of the earthquake (star) and stations used to build the record sections (squares and triangles). b: Seismograms recorded along the north-south profile (triangles on the map) on the Altiplano. c: Seismograms recorded along the east-west profile (squares on the map) across the chain. Each trace has been deconvolved from the instrumental response, band-passed between 0.1 and 5 Hz and normalized by its own maximum. Notice the clear Lg amplitude variations in the group velocity window centered on 3.1 km/s.

weak Lg (Fig. 2.25b). We see no relationship between the efficiency of Lg propagation and the orientation of the path with respect to the structural trend of the Andes as suggested by Chinn et al. (1980). Weak Lg wavetrains are observed for paths parallel to the strike of the mountain belt as well as strong Lg for paths perpendicular to it. The influence of the radiation pattern of the sources to explain the strong observed amplitude variations can be ruled out for several reasons. First, strong amplitude variations of the Lg phase are observed for earthquakes located in the region of Iquique (Chile). Obviously, a source effect cannot explain these variations since most of the stations are aligned in the same azimuth with respect to the source. Secondly, the Lg phase is made of the superposition of a large number of S waves emitted in a wide range of angles at the source covering different quadrants of the focal sphere. Thus the radiation



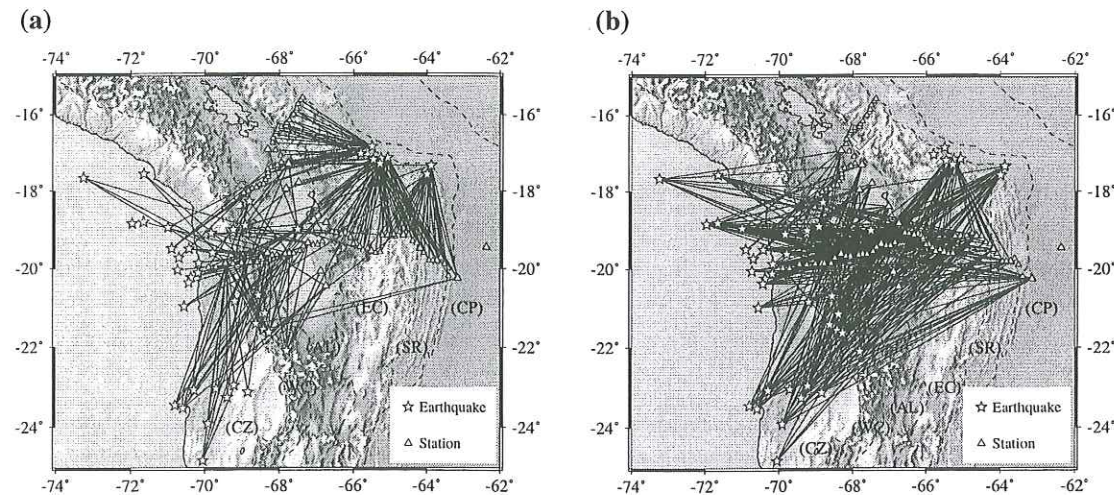


FIG. 2.25 – Maps showing source-station raypaths where  $L_g$  is strong (a) and raypaths where  $L_g$  is weak (b).

pattern effects are expected to be smoothed (Campillo et al., 1991). Thirdly, we use events from different earthquake source regions with different types of source mechanisms. Possible focussing and defocussing effects due to the surface or the Moho topography are expected to be weak because of the guided wave nature of  $L_g$ . Another possible explanation is that weak  $L_g$  amplitudes simply correspond to larger epicentral distances but that is contradicted by the following observations. The  $L_g$  spectral amplitudes per unit time at 1 Hz corrected for geometrical spreading (see further in the text for more details) are plotted (as squares) as a function of offset in Figure 2.26 for two events.

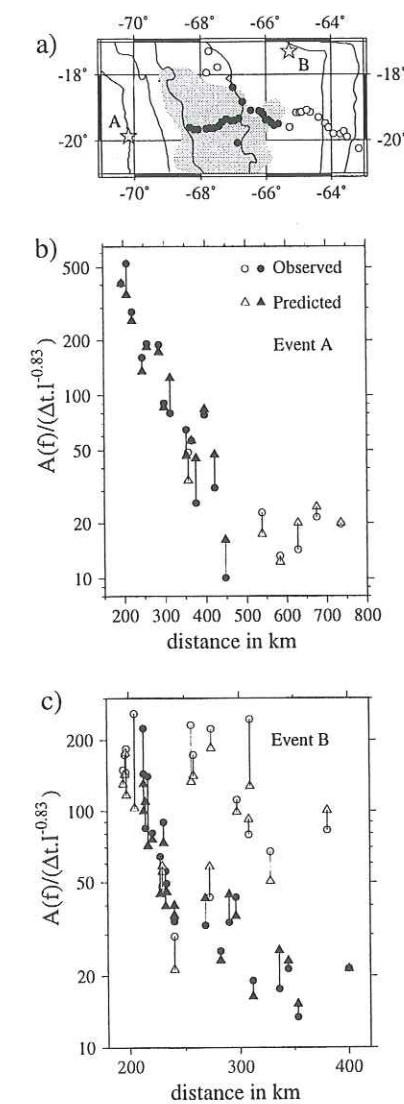


FIG. 2.26 – Examples of fits between observed (open and solid circles) and predicted (open and solid triangles) values of corrected  $L_g$  spectral amplitudes at 1 Hz for two earthquakes recorded by a large number of stations. The spectral amplitude  $A(f)$  is divided by the time window width  $\Delta t$  and corrected from the geometrical spreading factor  $l^{-0.83}$ . The predicted values come from the  $Q_s$  map obtained in this study. a: Location map of the earthquakes (stars) and stations (circles) used. The grey area delineates the strongly attenuative zone revealed by this study. It corresponds to the iso-value 150 of the  $S$  mean crustal quality factor. Stations located within the grey area are plotted as solid circles whereas others are plotted as open circles. b: Measured and predicted  $L_g$  spectral amplitudes for event A located near the trench. c: Same legend as (b) for event B located in the Cochabamba region. The decrease of  $L_g$  amplitude shows distinct branches corresponding to different regions. The large-scale variations of  $L_g$  amplitude with distance are well accounted for by the lateral variations of  $Q_s$  shown in Fig. 2.27a. and 2.28a.



Figure 2.26a shows the locations of events (stars) and stations (open and solid circles). As shown in Figure 2.26c, a number of events recorded by stations in different regions with similar epicentral distances show very different Lg amplitudes. The only remaining explanation is that sharp variations in Lg amplitudes result from the existence of anomalous crustal regions which strongly attenuate S waves. This is supported by the observation in Figure 2.26b and 2.26c of distinct branches of Lg amplitude decrease that correspond to different regions.

## 2.8 Regionalization of the crustal Qs

### 2.8.1 Methodology

The large number of available records with a good spatial coverage of raypaths and a correct distribution in azimuth (Fig. 2.25) as well as the wide range of epicentral distances covered for most of the events (many hundreds of km) make a regionalization of  $Q_s$  possible. This regionalization is based on the spatial decay rate of the Lg spectral amplitude. For each source-station pair and frequency  $f$ , the spectral amplitude of Lg per unit time may be written as:

$$\frac{|A_{ij}(f)|}{\Delta t} = Source_i(f) \cdot Site_j(f) \cdot l^{-0.83} \cdot e^{-\frac{\pi \cdot f}{v_g} \left( \int \frac{Path}{Q(f,r)} dl \right)} \quad (2.14)$$

$|A_{ij}(f)|$  is computed from a smoothed Fourier transform in the time window of width  $\Delta t$  where Lg has its largest amplitude. This window is centered on the group velocity  $v_g = 3.1 \text{ km.s}^{-1}$  and its width increases linearly with epicentral distance  $l$  ( $\Delta t = l \cdot \left( \frac{2 \cdot dv_g}{v_g^2 - dv_g^2} \right)$ ,  $dv_g = 0.2 \text{ km.s}^{-1}$ ).  $Source_i(f)$  is the spectral amplitude of source  $i$ . The source is assumed to be isotropic because the amplitude of Lg is known to be weakly sensitive to the radiation pattern. The site effect term,  $Site_j(f)$ , accounts for all the local effects at receiver  $j$  such as local amplifications or residual problems with sensor calibrations. We expect it to vary rapidly from one station to another, i.e. to be devoid of regional variation. Since we selected records with epicentral distances larger than 180 km, we can consider Lg as a fully trapped wave with a constant geometrical spreading factor. The amplitudes are assumed to decrease as  $l^{-0.83}$ , as determined both by Nuttli (1973) on experimental data and Campillo et al. (1984) from numerical simulations.

Within the hypothesis of weak attenuation, the frequency-dependent spatial decay of the spectral amplitude produced by anelastic attenuation and scattering can be written as a function of the integral along the raypath of the distance divided by the frequency-dependent and laterally varying quality factor  $Q(f, r)$ . All the raypaths are assumed to be straight lines. The

regionalization of  $Q(f, r)$  relies on a discretization of the region of interest onto a regular grid. The raypath within each cell is divided into an integer number of elements of length  $dl$  ( $dl \simeq 5 \text{ km}$ ). The attenuation factor  $1/Q(f, r)$  considered for each element is computed by linear interpolation of the attenuation factors  $1/Q_k(f)$  at the 4 nodes of the cell.

Computing the natural logarithm of both sides of equation (1) leads to a linear relationship between  $\log \left( \frac{|A_{ij}(f)|}{l^{-0.83} \cdot \Delta t} \right)$  and  $1/Q_k(f)$ . Using the records associated with all the available source-receiver paths, the regionalization of the mean crustal S quality factor consists in the solution of a linear system of equations at each frequency:

$$G \cdot m = d \quad (2.15)$$

The model parameters ( $\log(Source_i)$ ,  $\log(Site_j)$ ,  $1/Q_k$ ) are represented by vector  $m$ . Vector  $d$  is made of the natural logarithms of the spectral amplitudes per unit time corrected from the geometrical spreading effect. Matrix  $G$  is computed from equation (1).

This linear system of equations could be solved directly. However the direct inversion cannot account for the measurement errors and, since some parameters are under-determined, it leads to unrealistic solutions (e.g.  $Q < 0$  in the poorly sampled areas).

These problems are solved using an iterative constrained inversion scheme. It does not alter the solution in the well-sampled areas and gives more realistic values in poorly sampled cells. It also takes the measurement uncertainties into account, assuming a gaussian distribution for both model parameters and observations. We chose to estimate the damped-least-squares solution. For each iteration, the relationship between the variations of the model parameters  $\delta m$  and the data residuals  $\delta d$  is given by (e.g. Tarantola, 1987):

$$\delta m = \left( G^t \cdot C_d^{-1} \cdot G + C_m^{-1} \right)^{-1} \cdot G^t \cdot C_d^{-1} \cdot \delta d \quad (2.16)$$

$C_d$  is the covariance matrix describing the uncertainties in data reduced to their diagonal elements.  $C_m$  is the covariance matrix on model parameters reduced to their diagonal elements. We added positivity constraints on the attenuation parameters of the model (i.e.  $1/Q_k > 0$ ) to obtain physically realistic solutions. To this aim, we applied an a posteriori control to the solution and, if necessary, we applied a temporary damping to the variance of the model parameters which did not reach the positivity constraints before computing the iteration again. Iterations were stopped when the convergence rate had reduced significantly.

To check the quality of the iterative solution we computed the global resolution matrix. It relates the difference between the final and the initial models ( $m_N - m_0$ ) to the difference between the true solution and the initial model ( $m_{true} - m_0$ ).



### 2.8.2 Results: Attenuation Maps

Inversions were performed at 23 frequencies in the band 0.6 - 5 Hz. To avoid possible distortions due to high noise levels, we only used records with a signal-to-noise ratio higher than 10 in the Lg time window at the considered frequency. The results shown were computed with a homogeneous model (constant  $Q_k$ ,  $Site_j(f)=1$  for all stations) as the starting model for the inversion. We checked the influence of the starting model by considering a "checker board" model with initial  $Q_k$  values at the nodes being alternately equal to 70 and 1000. Differences in the results of the regionalization concentrate in the unconstrained regions. Uncertainties on the measurements of the spectral amplitudes were estimated to 5 %. The variance of the model parameters was chosen by trial and error. Tests showed that stabilizing the inversion process only requires a damping on the unknowns  $1/Q_k$ . We also tested the minimum size of the grid mesh below which the well-resolved area becomes too small due to the decrease in the number of rays crossing each cell. We found that the optimal size of the square grid mesh is  $0.7^\circ \times 0.7^\circ$ . After several tests, we decided not to use site effect terms in the inversion because they were absorbing the regional effects. The site effects are second order effects in comparison with the regional effects as shown in Figure 2.26b. This enables us to compute the site effect terms after the last iteration to absorb the local residuals.

The results of the regionalization at 1 Hz are presented in Figure 2.27a. The map of the diagonal elements of the resolution matrix shown in Figure 2.27b illustrates the reliability of the inversion in most of the study region. The quality of the fit between observed and predicted Lg amplitudes is documented by Figure 2.26 for two examples of earthquakes.

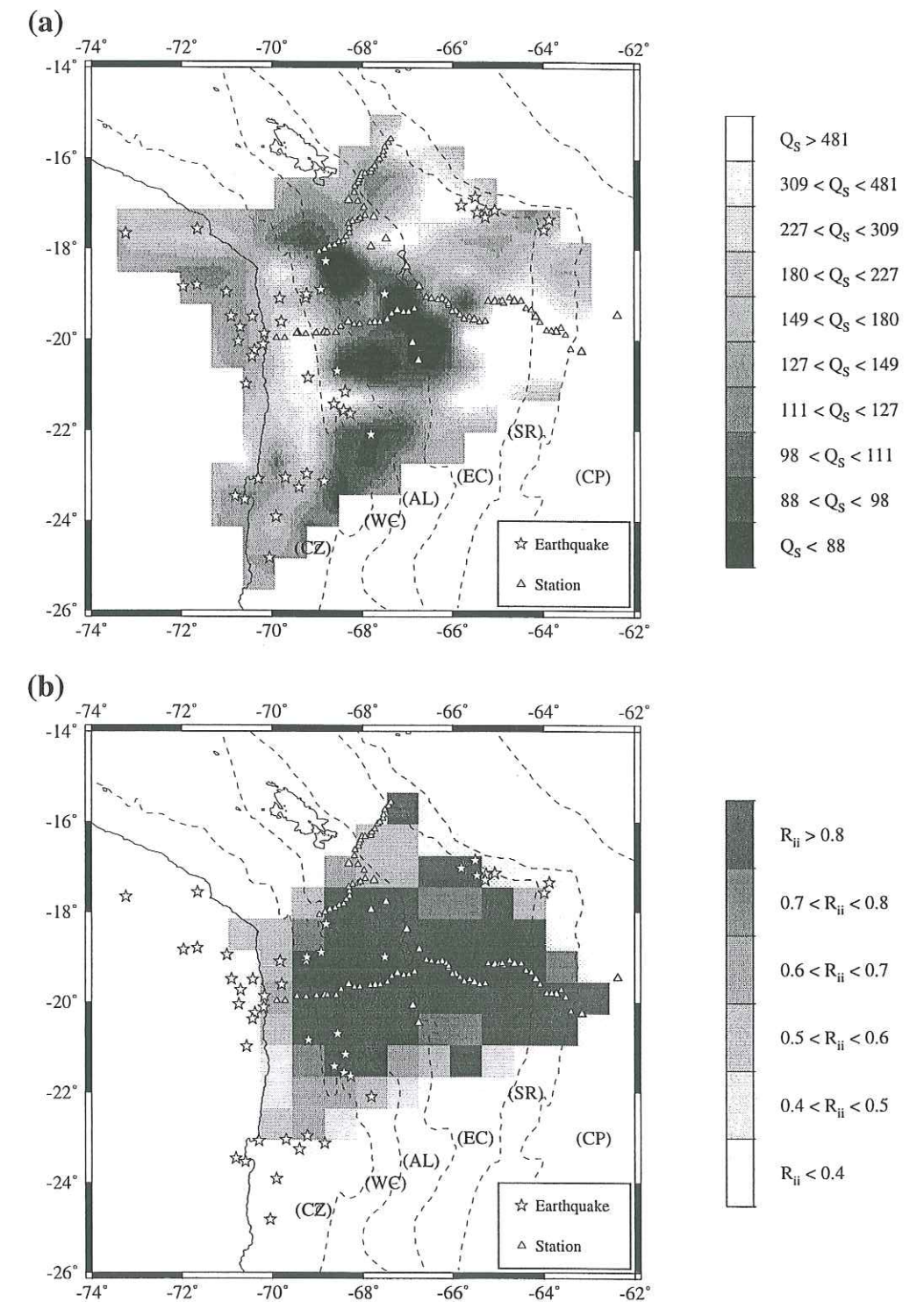


FIG. 2.27 – Results of the regionalization of the average crustal  $Q_s$  at 1 Hz. (a) Spatial distribution of  $Q_s$ . The color scale is linear in  $Q_s^{-1}$ . (b) Resolution map of the inversion. The value of the diagonal element of the resolution matrix corresponding to each node of the grid used for the inversion. The squares are centered on the nodes.



The map of the mean crustal S quality factor displays strong lateral variations. Considering the large-scale features of the attenuation map, the Altiplano is characterized by a strong attenuation with  $Q_s$  approximately 100. The Eastern Cordillera and the Coastal Range are regions of weaker attenuation with  $Q_s$  approximately 300. The Western Cordillera corresponds to a transition zone between the low  $Q_s$  Altiplano and the high  $Q_s$  Coastal Range. Yet, the spatial distribution of the apparent attenuation is not uniform in the Altiplano, nor in the Eastern Cordillera. Areas of limited extent and very strong attenuation with  $Q_s$  as low as 53 are found at the western and eastern boundaries of the Altiplano plateau. In contrast, the northeastern part of the well-resolved region of the Altiplano exhibits low attenuation. This result is supported by the large Lg amplitudes observed at the SEDA stations located in that region, as shown in Figure 2.24b.

The results at 4 Hz are presented in Figure 2.28. The comparison of Fig. 2.28a with Fig. 2.27a shows that  $Q_s$  is frequency-dependent, with a clear increase with frequency. Accordingly, the contrasts in Lg attenuation observed at 1 Hz tend to weaken at 4 Hz because of the exponential relationship between the spectral amplitude and  $1/Q_s$ . However, the large-scale features of the spatial distribution of  $Q_s$  are similar at both frequencies. The crust of the Altiplano is clearly anomalous with respect to Lg propagation while, the Eastern Cordillera and the Coastal Range appear to be devoid of major  $Q_s$  anomalies.

### 2.8.3 Frequency Dependence of $Q_s$

Examples of Lg extinctions in propagation through mountain ranges have been documented and include the Tibetan plateau (Ruzaikin et al., 1977; Ni and Barazangi, 1983), the Urals (Baumgardt, 1990), the Alps (Campillo et al., 1993) and the Pyrénées (Chazalon et al., 1993). In the Alpine and Pyrenean cases, for which the large-scale crustal structure is well-known, numerical simulations have shown that the lack of Lg propagation is not due to changes in the shape of the crustal waveguide, even considering a 15 km variation of the Moho depth or lithospheric-scale overthrusting. Hence, the presence of strong heterogeneities at hectometric to kilometric scale was invoked to explain these Lg extinctions. The fact that lateral variations in crustal thickness cannot explain the lack of Lg was also shown in other tectonic settings such as an active margin (Shapiro et al., 1996) and a graben (Mendi et al., 1997). In the case of the Andes where the lack of knowledge on the crustal structure would make numerical simulations of Lg propagation less conclusive, we can reasonably assume that, here again, the strong attenuation of Lg cannot be attributed to lateral variations of the Moho depth.

The frequency dependence of  $Q_s$  in the lithosphere is well-known from observations since

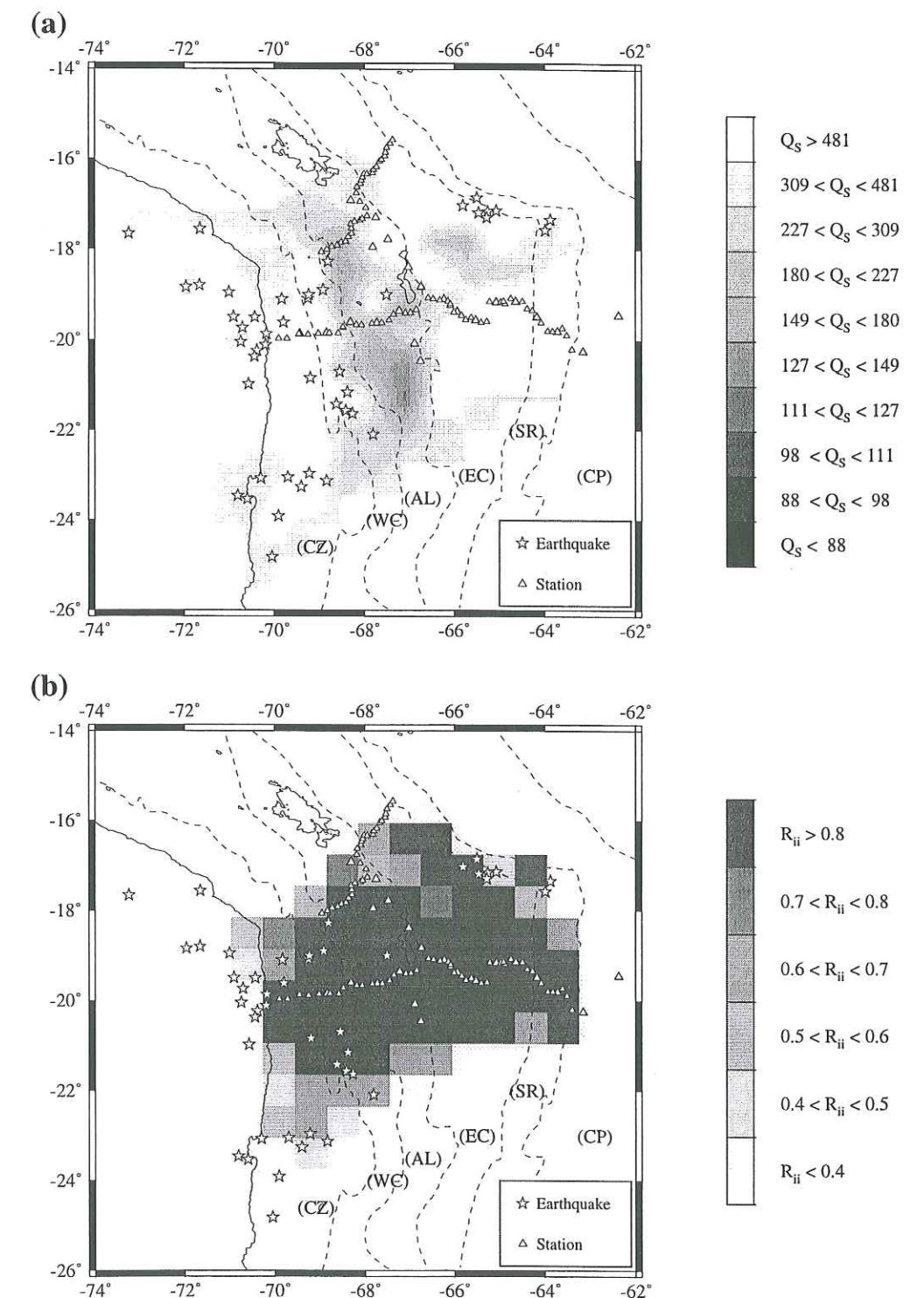


FIG. 2.28 – Results of the regionalization of the average crustal  $Q_s$  at 4 Hz. Same legend as figure 2.27.



the pioneering work of Aki (1980). Numerous experimental studies have shown that a functional dependence of the type  $Q_s(f) = Q_0 f^n$  explains the observations.  $n$  depends on the geographical location with values ranging from 0.3 in shields to 1 in strongly tectonic regions. Following this parametrization, we evaluated  $Q_0$  and  $n$  for the Altiplano region, our best resolved region, from the values of  $Q_s$  obtained by regionalization in the frequency range from 0.6 to 5 Hz. To avoid any distortion of the results by badly resolved cells, we only used those defined by nodes with a diagonal element of the resolution matrix larger than 0.7. The functional dependence varies between  $Q_s(f) = (53 \pm 1)f^{(0.76 \pm 0.01)}$  at the boundary between the Altiplano and the Eastern Cordillera and  $Q_s(f) = (157 \pm 6)f^{(0.65 \pm 0.02)}$  in the central part of the plateau.

The relatively high value of  $n$  is not surprising since the Altiplano is a tectonic region. The low value of  $Q_0$  is more unusual in comparison with the estimates made in other regions. For example, Chavez et al. (1986) found  $Q_s(f) = 214f^{0.54}$  in the Basin and Range, Chazalon et al. (1993) found  $330f^{0.51}$  in Central Spain, Paul et al. (1996) found  $138f^{0.76}$  in the Sierra Nevada of California and McNamara et al. (1996) found  $366f^{0.45}$  in Tibet. This difference could be explained by a large component of anelastic absorption to the total attenuation in relation with active volcanism or partial melt in the crust. To evaluate the role of anelastic absorption in the leakage of Lg, we attempt to separate the contributions of the different attenuation mechanisms on the basis of the frequency dependence of  $Q$ .

We assumed that only two processes contribute significantly to the apparent attenuation, that is anelastic absorption and scattering.  $Q_s$  denotes the apparent quality factor,  $Q_{int}$  is the intrinsic quality factor and  $Q_{sca}$  the quality factor associated to scattering. Due to a wide distribution of relaxation frequencies (e.g. Liu et al., 1976), the intrinsic quality factor is nearly independent of frequency. Sato (1984) showed from numerical modeling of scattering in a rapidly fluctuating random medium that the associated  $Q_{sca}$  increases linearly with frequency in the high frequency limit (i.e.  $f > 1$  Hz), thus  $Q_{sca}(f) = Q_\beta \cdot f$ . We can then write:  $Q_s^{-1}(f) = Q_{int}^{-1} + Q_{sca}^{-1}(f) = Q_{int}^{-1} + [Q_\beta \cdot f]^{-1}$ . Using this parametrization and our measurements of  $Q_s(f)$  in the range 1 - 5 Hz, we computed  $Q_{int}$  and  $Q_\beta$  to estimate the relative parts of absorption and scattering in the Lg extinction.

For each cell well-resolved by the inversion, we conducted a grid search on the values of  $Q_{int}^{-1}$  and  $Q_\beta^{-1}$  in the range  $10^{-4}$  to  $50^{-1}$  to find the best fit to  $Q_s(f)^{-1}$ . These two end-member values correspond to a non-attenuative ( $10^{-4}$ ) and a strongly attenuative ( $50^{-1}$ ) medium. For each model, we also computed the variance  $\sigma^2$  between the observed and the modelled values of  $Q_s(f)^{-1}$ . To check the validity of this inversion, we considered all the models with a difference

between the variance  $\sigma^2$  and the minimal variance smaller than 5%. It appears that they all have similar main characteristics. For this reason, we only present in Fig. 2.29 the model which gives the best fit to the data. Fig. 2.29 shows that  $Q_\beta$  is significantly smaller than  $Q_{int}$  in the Altiplano region indicating that at 1 Hz, scattering on random heterogeneities is by far the dominant cause of Lg attenuation. For that reason, the  $Q_\beta$  map of Fig. 2.29b displays the same patterns as the apparent quality factor map at 1 Hz (Fig. 2.27a). In the Altiplano, the average intrinsic  $Q$  is around 200.

## 2.9 Discussion

In shield areas where intrinsic absorption is considered the dominant cause of shear wave attenuation, the apparent  $Q$  is usually larger than 1000 (e.g. Hasegawa, 1985; Singh and Herrmann, 1983). In comparison, the average intrinsic  $Q$  of 200 measured in the Altiplano can be considered as low. The presence of a small amount of partial melt or at least high temperatures close to the solidus (Sato et al., 1989) could explain this low value. This suggestion is supported by the high values of heat flow, averaging  $85 \text{ mW/m}^2$  in the Altiplano as measured by Henry and Pollack (1988). However, according to models by O'Connell and Budiansky (1977), less than 0.6% of partial melt is sufficient to explain an intrinsic  $Q$  of 200. This low value contradicts the hypothesis of the existence of a large fraction of partial melt in the Altiplano crust involving a large part of the crust (Schmitz et al., 1997).

In the attenuation maps, the Western Cordillera appears as a transition zone between the attenuating Altiplano and the less attenuating Coastal Range. We do not see strong attenuation that might be expected from the presence of magma and/or high temperatures in the crust due to present-day arc volcanism. Lg extinction in the frequency range of 0.6 - 5 Hz in the Central Andes is not due to the presence of the active volcanic arc as suggested by Rial and Ritzwoller (1997) from their study of 3 - 12 s Lg waves. A possible explanation is that volcanic pipes and magma chambers in the Western Cordillera are too small with respect to the Lg wavelength to have a significant influence on its amplitude. Several studies found a low-velocity anomaly in the crust under the Western Cordillera which was interpreted as an indication of partial melt (Wigger et al., 1993; Dorbath et al., 1996). As shown above, our estimation of the intrinsic  $Q$  contradicts this hypothesis. The low velocities could be explained by high temperatures remaining under the melting point of the rocks. However, it is worth nothing that recent local earthquake tomography by Masson et al. (1998) and Myers et al. (1998) do not show extensive regions of low velocity under the Western Cordillera.



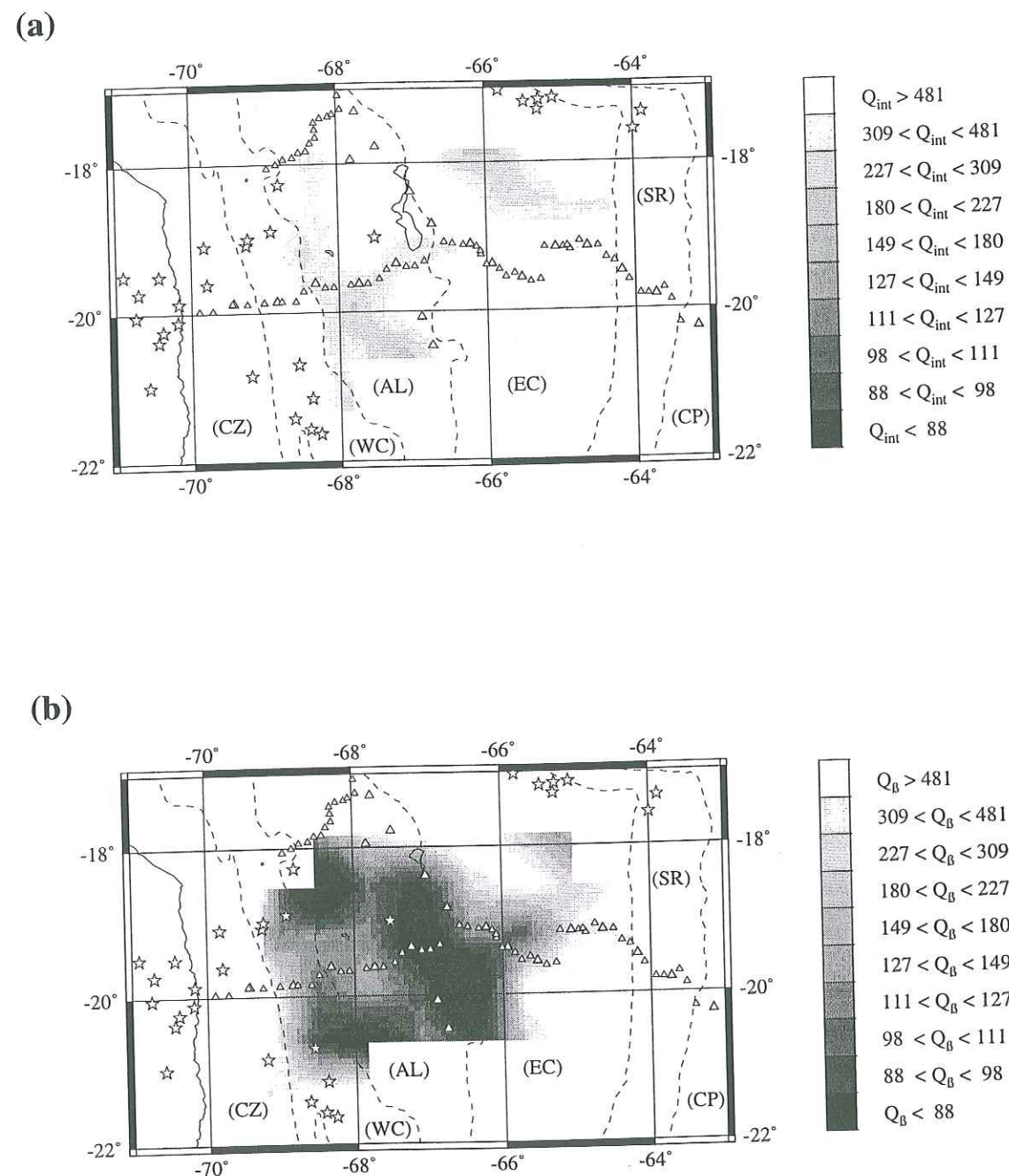


FIG. 2.29 – Results of the separation of the contributions of anelastic absorption and scattering in the apparent attenuation of Lg. (a) Spatial distribution of the intrinsic  $Q$ . (b) Spatial distribution of the scattering  $Q$  at 1 Hz.

Our observations also suggest that scattering is the dominant mechanism in Lg extinction in the Altiplano at frequencies around 1 Hz. This indicates that the Altiplano crust is very inhomogeneous at a scale on the order of the Lg wavelength i.e. at kilometeric scale. The scattering factor  $Q_\beta$  decreases markedly at the eastern border of the plateau indicating an increase in crustal heterogeneity. This is consistent with the interpretation of the boundary between Altiplano and Eastern Cordillera as an old lithospheric suture as proposed by Dorbath et al. (1993) from a tomography study across the northern branch of the Bolivian orocline. However, the existence of this suture is much less clear on the tomographic profile at  $20^\circ S$  (Dorbath et al., 1996). Moreover, the observed anomalous zone has a relatively limited north-south extension.

In two well-studied cases of Lg extinction in mountain ranges, the Alps and the Pyrénées, the extinction of Lg occurs in a narrow zone where there is evidence in the gravity field and the surface geology of the presence of lower crustal blocks or mantle slices at very shallow levels (Campillo et al., 1993; Chazalon et al., 1993). A possible explanation is that the presence in the upper crust of lower crustal or upper mantle rocks would increase the crustal heterogeneity and enhance the attenuation of Lg by scattering. In the Central Andes, our lack of knowledge on the crustal structure makes any hypothesis to explain the Lg extinction even more speculative. However, a few differences from the Alpine and Pyrenean examples have to be pointed out. First, the anomalous regions where the extinction occurs are wider than in the Alps or the Pyrénées, and this cannot be attributed to differences in resolution. Secondly, Watts et al. (1995) inferred from the lack of strong positive gravity anomaly that the crust of the Central Andes is probably devoid of internal loads. Then, the hypothesis that Lg waves are strongly scattered by slices of lower crustal or mantle material in the upper crust cannot be made for the Central Andes.

However, one cannot fail to note the spatial coincidence between the low- $Q$  anomaly at the eastern border of the plateau (Fig. 2.27a) and the surface outcrop of the Los Frailes ignimbrites. This observation suggests the hypothesis that crustal magmatism associated with the eruption of ignimbrites enhances crustal heterogeneity and plays a part in Lg extinction.

Another possible explanation for the observation that the Altiplano as a whole is a region of strong attenuation is that the crustal heterogeneity would be increased by the presence of solidified intrusions of mantle origin. This is similar to the model proposed by Kono et al. (1989) where magmatic additions from a broad zone of partial melt in the mantle play a major part in the crustal thickening under the Western Cordillera and the Western part of the Altiplano.



The consequence of this model is that the Altiplano crust would be a mixing of low-velocity felsic and high-velocity mafic rocks. We think that the model of Kono et al. (1989) could in part explain our observation of the extinction of Lg as a consequence of this mixing. Furthermore, this model explains both the low scattering  $Q$  (strong heterogeneity) and the low intrinsic  $Q$  (very small percentage of partial melt).

## 2.10 Conclusions

A regionalization of the crustal  $Q_s$ -factor based on the spatial decay rate of Lg spectral amplitude reveals the existence of regions of very strong attenuation concentrated within the Altiplano. The Western Cordillera where present-day arc volcanism is located appears to be less attenuating than the Altiplano. Using the frequency dependence of  $Q_s$ , we can show that scattering is by far the dominant cause of the leakage of Lg at 1 Hz in the Altiplano crust. The hypothesis of a percentage of partial melt higher than 1% involving a large part of the crust is precluded by our evaluation of the intrinsic quality factor around 200.

Although scattering on small-scale heterogeneities plays a dominant part in Lg extinction as in most other well-documented cases, the Altiplano anomaly differs from the Alpine or Pyrenean anomalies on a number of points suggesting a different origin for the heterogeneities which scatter Lg. Part of them could be related to the crustal volcanism which was at the origin of the Los Frailes ignimbrites. This is suggested by the spatial coincidence between the strongest  $Q_s$  anomaly and the ignimbrites surface outcrop. However, another process of much larger scale must be invoked to explain that the Altiplano as a whole is attenuating. We mentioned the hypothesis that scattering is due to the presence of solidified intrusions of mantle material within the Altiplano crust. This is akin to the model of Kono et al. (1989) where magmatic additions from the mantle contribute significantly to crustal thickening under the Altiplano.

If this mechanism provides a possible explanation for the attenuation of Lg waves, we must point out that it should also attenuate P waves. We did observe an anomalous attenuation of Pg in the Altiplano in our data. The regionalization of the Pg phase apparent quality factor based on the spatial decay of Pg amplitude is much less reliable since Pg is not a trapped phase. However, it shows very similar results confirming our interpretation that in the Altiplano, the attenuation due to scattering is very strong. We think that the crustal attenuation anomaly documented in this paper could explain why the seismic experiments conducted in south Bolivia by the Berlin group were unable to find the Moho under the Altiplano (Wigger et al., 1993). The lack of reflected or refracted signals from the deep crust might be due in part to the lack

of penetration of waves caused by strong scattering rather than to the physical properties of the crust-mantle boundary.

## Acknowledgments

The Lithoscope projects were funded by ORSTOM and INSU-CNRS. Funding for the BANJO experiment was provided by NSF grants EAR-9304949 and EAR-9304560 at the University of Arizona and Carnegie Institution of Washington, respectively. The SEDA experiment was funded by the IGPP program at Lawrence Livermore National Laboratory. We thank all the members of the field crews. Calculations were performed at the Centre de Calcul de l'Observatoire de Grenoble.

## References

- Aki, K., 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Int.*, 21: 50-60.
- Allmendinger, R. W., and T. Gubbels, 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259, 1-13.
- Baby, P., P. Rochat, G. Herail, G. Mascle, and A. Paul, 1996. Neogene thrust geometry and crustal balancing in the northern and southern branches of the Bolivian orocline (Central Andes). *Extended Abstract, Third ISAG, St Malo*, 281-284.
- Baumgardt, D. R., 1990. Investigation of teleseismic Lg blockage and scattering using regional arrays. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80: 2261-2281.
- Beck, S. L., G. Zandt, S. C. Myers, T. C. Wallace, P. G. Silver, and L. Drake, 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24: 407-410.
- Campillo, M., M. Bouchon, and B. Massinon, 1984. Theoretical study of the excitation, spectral characteristics and geometrical attenuation of regional seismic phases. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 74: 79-90.



- Campillo, M., 1990. Propagation and attenuation characteristics of the crustal phase Lg. *Pure Appl. Geophys.*, 132: 1-19.
- Campillo, M., and J. L. Plantet, 1991. Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France: experimental results and possible interpretations. *Phys. Earth Planet. Int.*, 67: 48-64.
- Campillo, M., B. Feignier, M. Bouchon, and N. Bethoux, 1993. Attenuation of crustal waves across the Alpine Range. *J. Geophys. Res.*, 98: 1987-1996.
- Chavez, D. E., and K. K. Priestley, 1986. Measurement of frequency-dependent Lg attenuation in the Great Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 13: 551-554.
- Chazalon, A., M. Campillo, R. Gibson, and E. Carreno, 1993. Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean Range. Comparison between observations and numerical simulations. *Geophys. J. Int.*, 115: 829-838.
- Chinn, D. S., B. L. Isacks, and M. Barazangi, 1980. High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca plate and across the Altiplano. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60: 209-244.
- Dorbath, C., A. Paul, The Lithoscope Andean Group, 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Phys. Earth Planet. Int.*, 97: 133-144.
- Dorbath, C., M. Granet, G. Poupinet, and C. Martinez, 1993. A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *J. Geophys. Res.*, 98: 9825-9844.
- Hasegawa, H. S., 1985. Attenuation of Lg waves in the Canadian shield. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 75: 1569-1582.
- Henry, S. G., and H. N. Pollack, 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res.*, 93: 15,153-15,162.

- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- James, D. E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, 76: 3246-327.
- Kono, M., Y. Fukao, and A. Yamamoto, 1989. Mountain building in the central Andes. *J. Geophys. Res.*, 94: 3891-3905.
- Liu, H. P., D. L. Anderson, and H. Kanamori, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 47: 41-58.
- Masson, F., C. Dorbath, C. Martinez, and G. Carlier, 1998. Local earthquake tomography of the Andes at 20°S - Implication for the structure and building of the chain. *Submitted to J. of South America Earth Science*
- McNamara, D. E., T. J. Owens, and W. R. Walter, 1996. Propagation characteristics of Lg across the Tibetan plateau. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86: 457-469.
- Mendi C. D., B. O. Ruud, and E. S. Husebye, 1997. The North Sea Lg-blockage puzzle. *Geophys. J. Int.*, 130: 669-680.
- Myers, C. M., S. Beck, G. Zandt, and T. Wallace, 1998. Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P-and S-waves. *J. Geophys. Res.*, in press.
- Ni, J., and M. Barazangi, 1983. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau and surrounding regions: High uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 72: 665-689.
- Nuttli, O. W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 78: 876-885.
- O'Connell, R. J., and B. Budiansky, 1977. Viscoelastic properties of Fluid-Saturated Cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 82: 5719-5735.



**Paul A.**, D. Jongmans, M. Campillo, P. Malin, and D. Baumont, 1996. Amplitudes of regional seismic phases in relation to crustal structure of the Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 101: 25,243-25,254.

**Rial J. A.**, and M. H. Ritzwoller, 1997. Propagation efficiency of long-period Lg waves in the South American continent. *Geophys. J. Int.*, 131: 401-408.

**Ruzaikin, A. I.**, I. L. Nersesov, V. I. Khalturin, and P. Molnar, 1977. Propagation of Lg and lateral variations of crustal structure in Asia. *J. Geophys. Res.*, 82: 307-316.

**Sato, H.**, 1984. Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89: 1121-1241.

**Sato, H.**, I. S. Sacks, T. Murase, G. Muncill, and H. Fukuyama, 1989. Qp-Melting temperature relation in Peridotite at high pressure and temperature: attenuation mechanism and implications for the mechanical properties of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 94: 10,647-10,661.

**Schmitz, M.**, 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13: 484-492.

**Schmitz, M.**, W.-D. Heinsohn, and F. R. Schilling, 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23°S). *Tectonophysics*, 270: 313-326.

**Singh, S. K.**, and R. B. Herrmann, 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88: 527-538.

**Shapiro, N.**, N. Béthoux, M. Campillo, and A. Paul, 1996. Regional seismic phases across the Ligurian Sea: Lg blockage and oceanic propagation. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 96: 257-268.

**Tarantola, A.**, 1987. Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameters Estimation, Elsevier, Amsterdam.

**Watts, A. B.**, S. H. Lamb, J. D. Fairhead, and J. F. Dewey, 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 9-21.

**Wigger, P.**, M. Schmitz, M. Areneda, G. Asch, S. Baldzuhn, P. Giese, W.-D. Heinsohn, E. Martinez, E. Riccardi, P. Rower, and P. Viramonte, 1993. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K.-J. Reutter, E. Scheuber and P. J. Wiggers (Editors), *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer, New York, pp. 23-48.

**Zandt, G.**, S. L. Beck, S. R. Ruppert, C. J. Ammon, D. Rock, E. Minaya, T. C. Wallace, and P. G. Silver, 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 1159-1162.



## 2.11 Régionalisation de $Q_S$ utilisant des sismogrammes 3-composantes

Comme il ne l'est que mentionné dans le manuscrit soumis, nous avons également tenté de faire une régionalisation de  $Q_S$  à partir des quelques données 3-composantes dont nous disposons. La prise en compte des composantes horizontales dans le calcul de l'amplitude spectrale a pour intérêt de supprimer les variations d'amplitude liées à des changements de polarisation de l'onde. Ceci peut se produire par exemple en présence de sédiments dans lesquels les rais sont fortement redressés, ce qui fait disparaître la Lg des composantes verticales (Paul et al., 1996). Les stations Lithoscope 3-composantes ayant assez mal fonctionné, la quantité de données est réduite. C'est pourquoi nous avons utilisé une discrétisation par mailles de  $1^\circ$ . La réduction de variance avant l'intégration des effets de sites est de 50% à 1 Hz. Le résultat de cette régionalisation à 1 Hz est présenté sur la figure 2.30.

Il est à comparer avec celui de la régionalisation effectuée à partir des composantes verticales uniquement (figure 2.27 page 83). On constate sur ces figures que les distributions du facteur de qualité apparent des ondes Lg sont globalement assez semblables (Altiplano très atténuant, et Cordillères Occidentale et Orientale relativement moins atténuantes que l'Altiplano). Toutefois, des différences peuvent être remarquées comme par exemple l'absence sur la figure 2.30 de zones d'atténuation plus intenses dans l'Altiplano comme c'est le cas sur la figure 2.27. Nous attribuons l'origine de ces différences à la réduction du nombre de données utilisées et à la plus grande taille de la maille de discrétisation ce qui a pour conséquence de réduire le pouvoir de résolution de la régionalisation. Cependant, en dépit des quelques différences qui existent, le résultat de la régionalisation de  $Q_S$  à partir des quelques données 3-composantes est globalement en bon accord avec celui obtenu à partir des données 1-composante. Pour tester la robustesse de la solution, nous avons pondéré dans l'inversion les données de sorte à éliminer les mesures d'amplitude spectrale susceptibles d'être entachées d'une grande incertitude (seuil à 2). Le résultat à 1 Hz de cette régionalisation est présenté sur la figure 2.31. On constate que l'extension de l'anomalie de forte atténuation est réduite par rapport au cas précédent, mais les résultats restent qualitativement équivalents. La solution n'est donc pas sensible à un petit nombre de mesures de mauvaise qualité.

Ceci valide donc les résultats de l'inversion des amplitudes des Lg calculées à partir des composantes verticales seules.

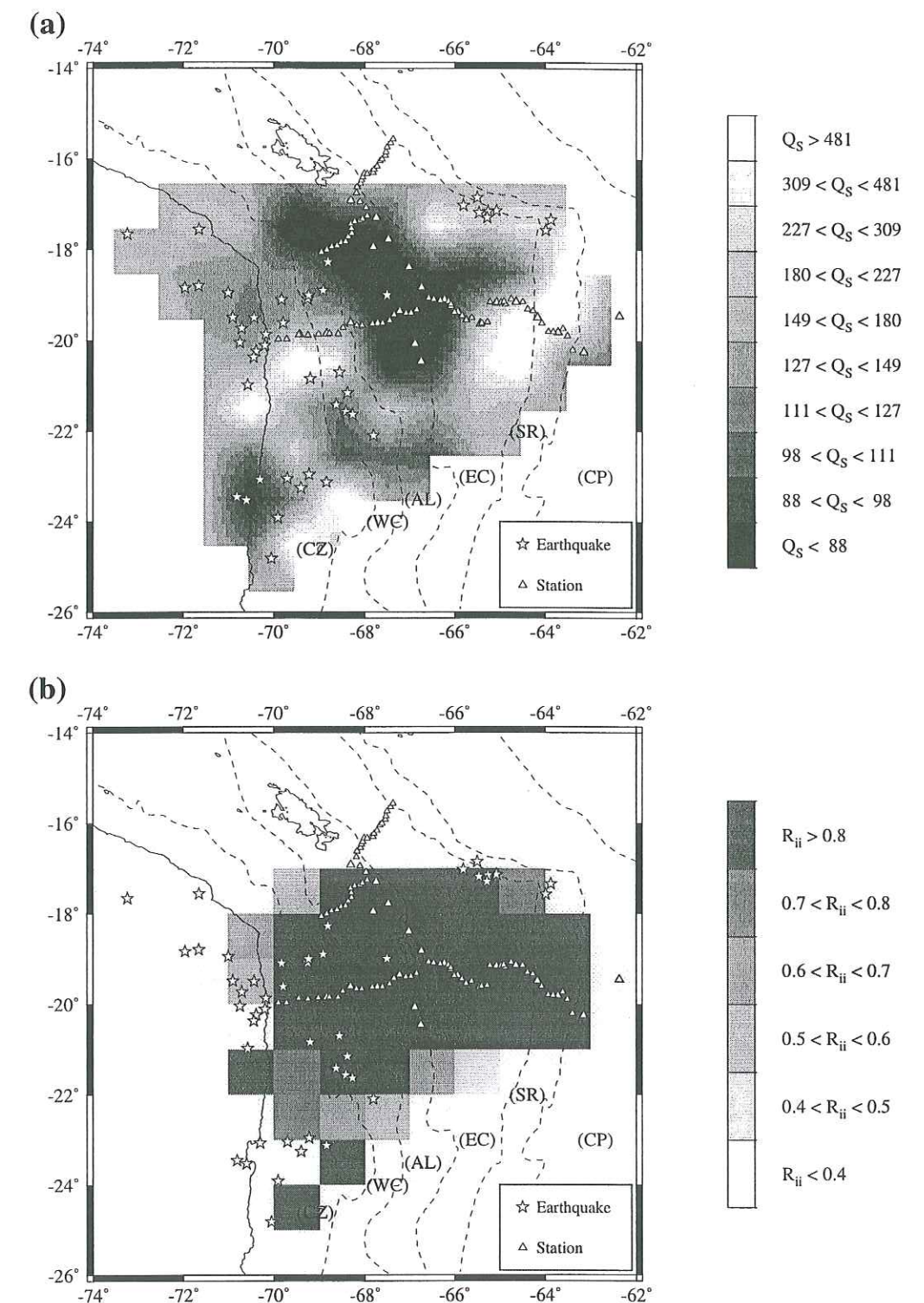


FIG. 2.30 – Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg à 1 Hz calculée à partir des signaux trois composantes. Le maillage est de  $1^\circ$ . (a) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_S$ . (b) Carte de résolution.



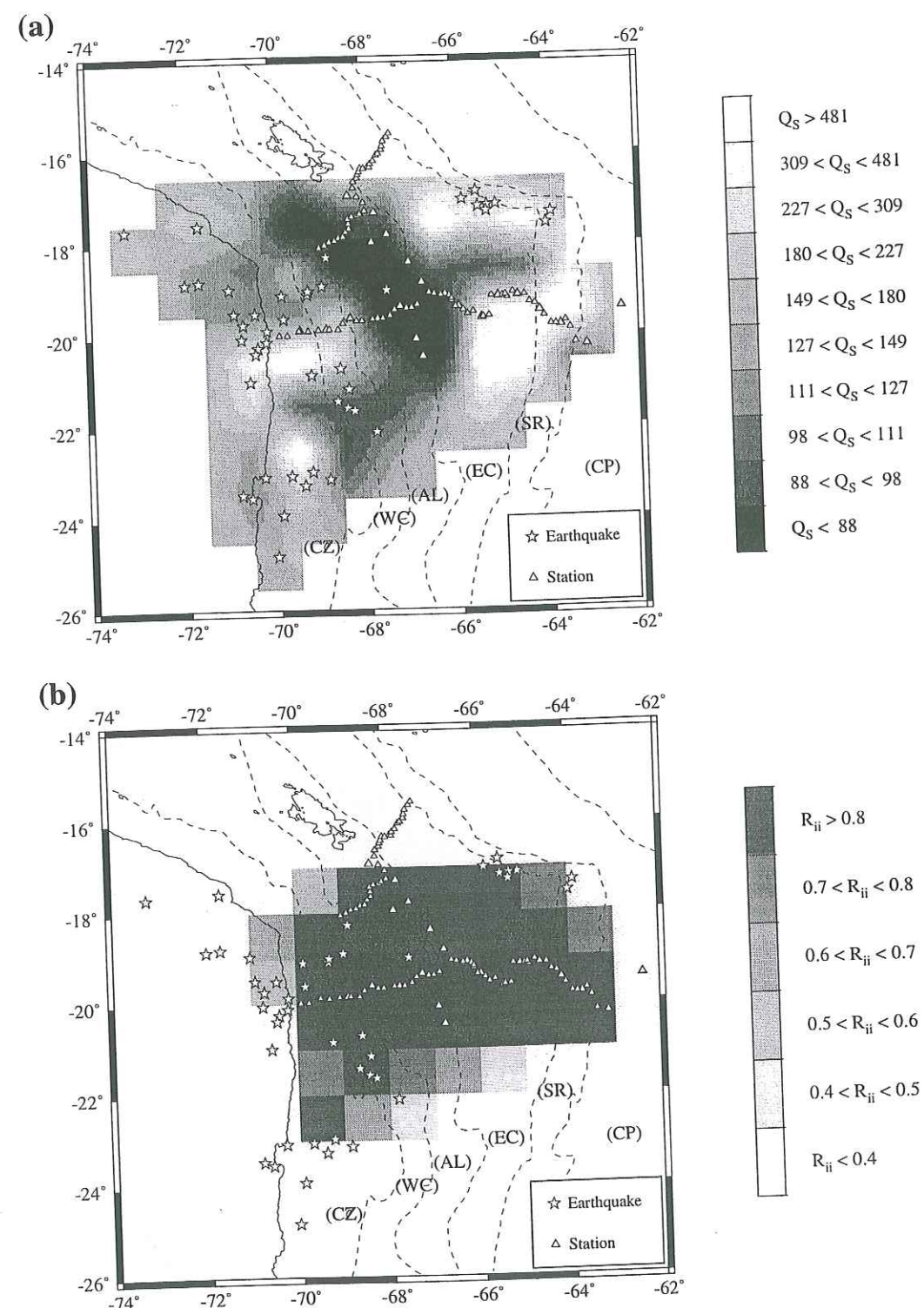


FIG. 2.31 – Même légende que figure 2.30 avec pondération des données.

## 2.12 Régionalisation de $Q_P$ à partir des mesures sur l'onde $P_g$

Dans la publication portant sur l'atténuation des ondes Lg que nous venons de présenter, il a été fait mention d'une régionalisation du facteur de qualité des ondes  $P_g$ . Nous allons présenter ici les résultats de cette régionalisation. Une des principales difficultés rencontrées dans cette étude provient du fait que l'onde  $P_g$  n'est pas une phase piégée. En effet, quelque soit l'angle d'incidence au Moho, une partie de son énergie est transmise vers le manteau par conversion des ondes P en ondes SV à la base de la croûte et donc son coefficient d'expansion géométrique est difficile à fixer. Nos premières tentatives faites sur des données 1-composante avec un coefficient d'expansion géométrique valant -1.5 se sont soldées par un échec. La réduction de variance entre les amplitudes observées et les amplitudes prédites était faible. Pour tenter de stabiliser la procédure, nous avons considéré les mesures d'amplitude spectrale faites sur les trois composantes, et nous avons intégré le coefficient d'expansion géométrique des ondes  $P_g$  comme variable supplémentaire de l'inversion. En effet, nous nous sommes aperçus qu'une très faible variation de ce coefficient suffisait pour stabiliser la régionalisation; et puisqu'il est mal contraint, nous avons tenté de le déterminer. Sa valeur initiale a été fixée à 1.45. Elle correspond à la valeur maximale du coefficient d'expansion géométrique pour lequel l'inversion converge. De plus, pour stabiliser davantage l'inversion, nous avons introduit une pondération des mesures d'amplitude spectrale de l'onde  $P_g$  (seuil à 4). La valeur finale du coefficient d'expansion géométrique est pratiquement inchangée peut-être à cause d'une trop forte pondération de ce paramètre. En effet, nous n'avons pas trouvé de compromis entre une trop forte pondération du coefficient d'expansion géométrique et une trop grande liberté qui nuisent à l'inversion. La réduction de variance avant l'intégration des effets de sites est plus faible que dans le cas des ondes Lg. Elle est par exemple de 40% à 1 Hz pour les  $P_g$  et de 50% pour les Lg. Les résultats de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes  $P_g$  aux fréquences 1 et 2 Hz sont présentés sur les figures 2.32 et 2.33. La fenêtre de vitesse de groupe choisie pour faire les mesures d'amplitude spectrale est [6.1-4.7 km/s]. Ce choix est problématique car il inclut la phase P tardive observée dans l'Altiplano, ce qui peut biaiser la mesure. Cependant, nous avons choisi cette fenêtre car les fluctuations de l'amplitude spectrale sont trop importantes avec une fenêtre de signal plus étroite.

On constate sur les figures 2.32 et 2.30 qu'à 1 Hz que les résultats obtenus pour les ondes Lg et  $P_g$  sont très similaires. La principale différence est associée à la présence d'une zone d'atténuation très intense située à l'extrémité Sud-Ouest du profil Lithoscope 1991 (profil Nord) sur la régionalisation du facteur de qualité des ondes  $P_g$  (figure 2.32) qui n'est pas observable



sur celle des ondes Lg (figure 2.30). Cette anomalie de  $Q_p$  est suspecte car elle est associée à deux noeuds qui sont mal contraints, et par ailleurs, à 2 Hz, la régionalisation de  $Q_p$  (figure 2.33) ne fait plus apparaître cette anomalie. L'analyse de la dépendance fréquentielle du facteur de qualité moyen pour la croûte,  $Q_p$ , suggère, comme dans le cas de  $Q_s$ , une prédominance des effets de la diffraction des ondes sur des hétérogénéités de petite échelle, et donc probablement une origine commune à l'extinction des ondes Lg et Pg au cours de leur propagation dans les Andes Centrales.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

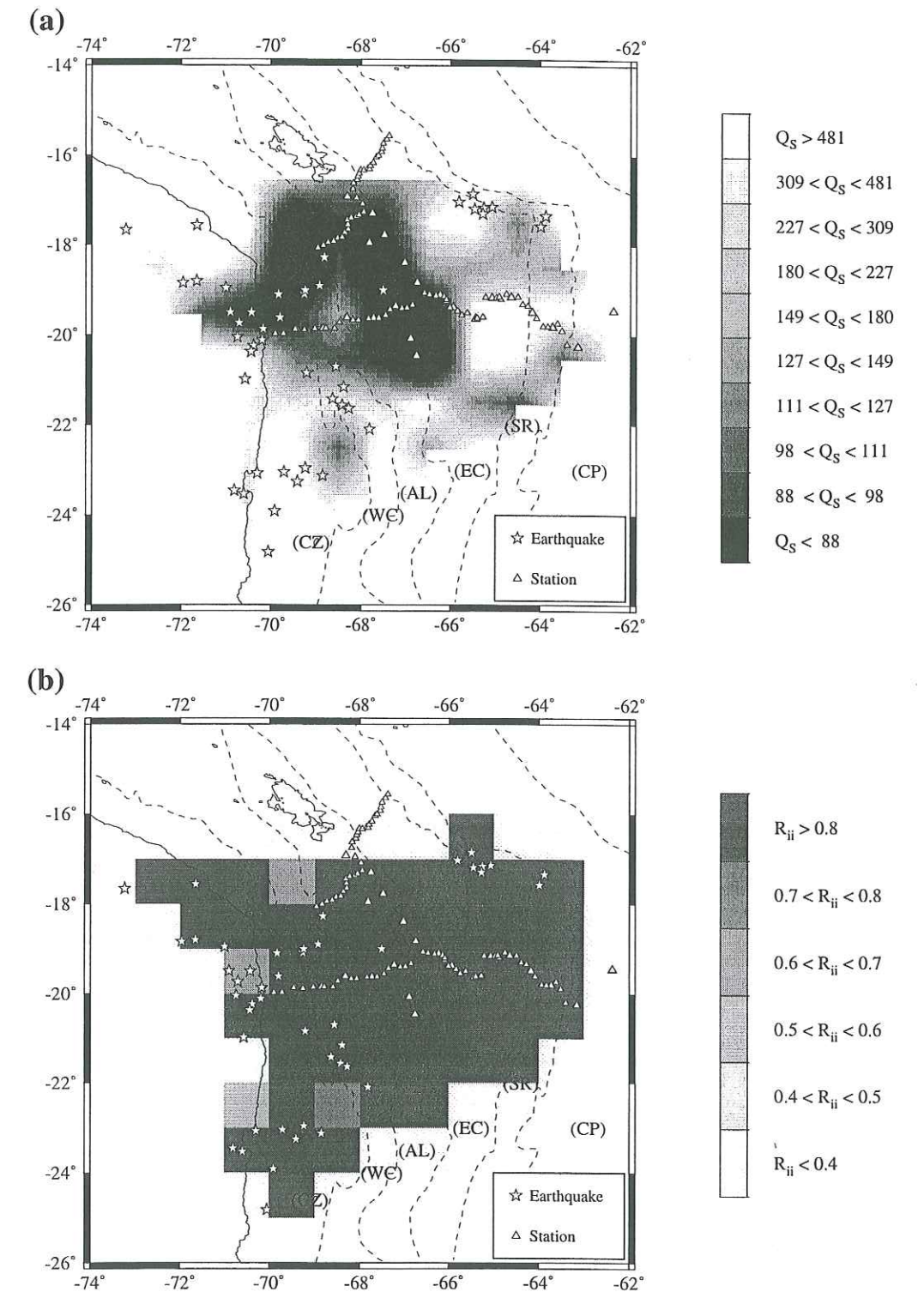


FIG. 2.32 – Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Pg à 1 Hz. Calcul sur les trois composantes et avec pondération des données. Le maillage est de  $1^\circ$ . (a) Distribution spatiale du facteur de qualité  $Q_p$ . L'échelle de couleur est linéaire en  $Q_p^{-1}$ . (b) Carte de résolution.



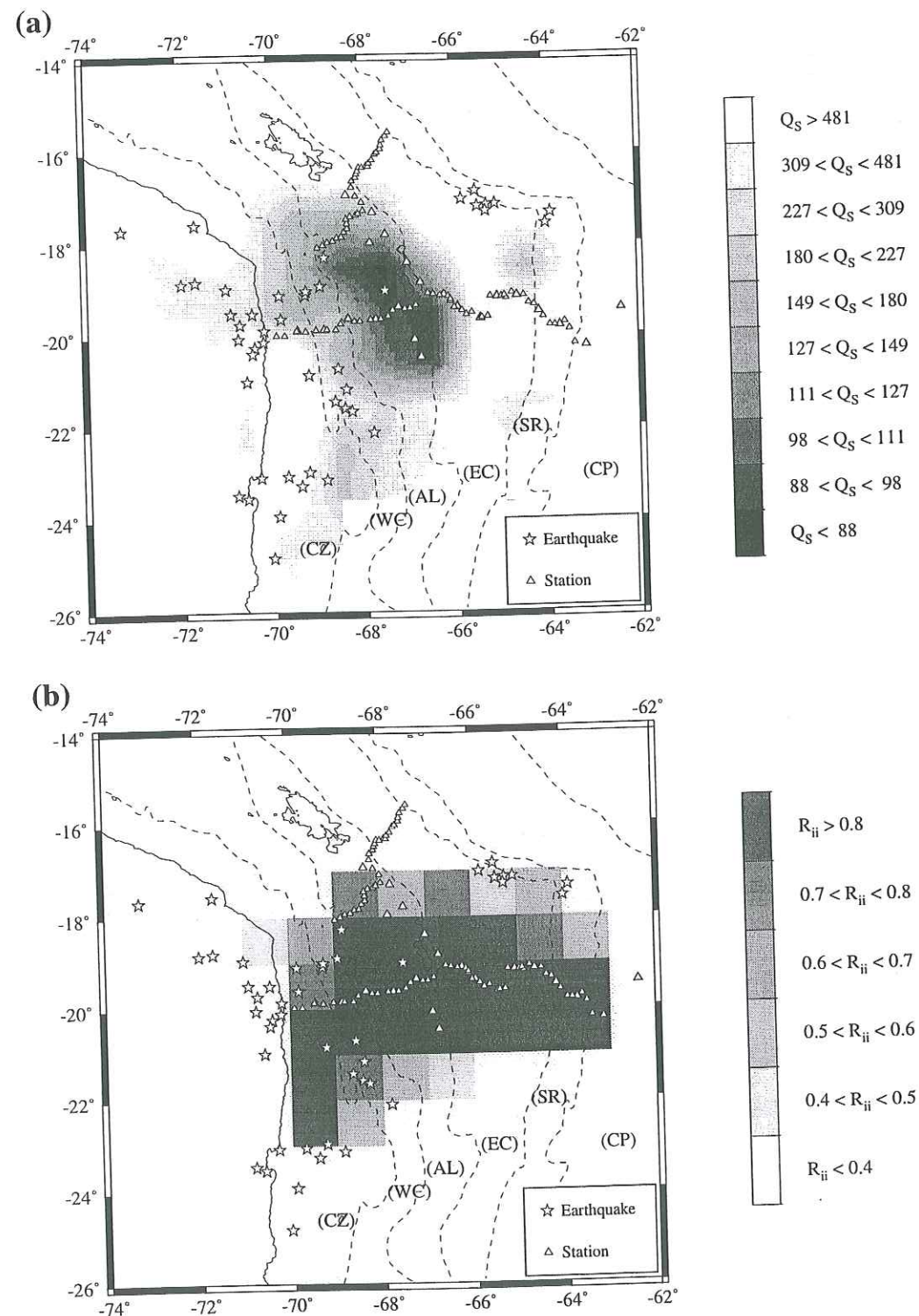


FIG. 2.33 – Même légende que figure 2.32 pour la fréquence 2 Hz.

## Chapitre 3

### Analyse des courbes de dispersion des ondes de surface pour la détermination des vitesses d'ondes S dans la lithosphère

En dépit des efforts consentis par la communauté scientifique au cours des dernières décennies, les connaissances sur la structure à grande échelle restent trop parcellaires pour répondre à la question de l'origine de l'Altiplano. Comme nous l'avons montré au chapitre 1, la structure interne de la croûte est très mal connue même si plusieurs auteurs ont fait mention de l'absence de gradient de vitesse important (Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1996) et de la possible présence de fusion partielle en base de croûte (Schmitz et al., 1997; Schwartz et al., 1994). Notre premier objectif dans ce chapitre est donc de déterminer la structure en vitesse de la croûte et plus particulièrement celle de la croûte inférieure. Rappelons que l'étude de la propagation des ondes Lg a permis de mettre en lumière des variations latérales du facteur de qualité moyen de la croûte au travers des Andes Centrales à la fois pour les ondes P et S (cf. chapitre 2). Il est intéressant de chercher à savoir si ces variations sont associées à des variations de la structure en vitesse pour mieux en comprendre l'origine. Par ailleurs, l'état du manteau supérieur qu'il soit lithosphérique ou asthénosphérique n'est pas encore très bien contraint, principalement à cause de la dispersion des résultats tomographiques et à cause de l'absence de mesure de vitesse de propagation d'ondes Sn et Pn. Parce qu'elle joue un rôle important dans le développement et le maintien des structures de grande échelle (cf. chapitre 1), c'est la lithosphère dans son ensemble qu'il conviendra d'étudier.

L'étude de la propagation des ondes de surface est un outil puissant pour caractériser la



structure en vitesse du milieu traversé. En effet, la détermination d'un ensemble de modèles de vitesse est possible par inversion des courbes de dispersion des ondes de surface. Dans le cas des Andes Centrales, c'est en employant cette approche que James (1971) a proposé une coupe transverse de la structure en vitesse dans la partie la plus septentrionale de l'Altiplano (figure 1.5 page 21). Cette étude avait entre autres choses révélé la grande épaisseur de la croûte. Notre objectif est de conduire ce type d'étude à un niveau de détail jamais atteint dans les Andes Centrales. Cela requiert une bonne couverture spatiale de la région par des stations large-bande et une grande quantité de données télésismiques donc des enregistrements sur une longue période de temps. Ces conditions ont été réunies au cours des campagnes sismologiques large-bande BANJO et SEDA qui ont été décrites au paragraphe .

Dans la première partie de ce chapitre, nous présenterons les techniques qui ont été employées pour la détermination des vitesses de phase des modes fondamentaux des ondes de Love et de Rayleigh. Puis, une régionalisation des mesures sera effectuée dans les Andes Centrales. Les résultats seront présentés zone par zone sous forme de courbes de dispersion et de modèles de vitesse compatibles avec ces courbes de dispersion.

### 3.1 Les ondes de surface - Présentation générale

Lors d'un séisme, l'équilibre qui vient d'être rompu dans un volume autour de la source est rétabli par l'émission de deux types d'ondes de volume qui vont se propager au travers de la terre: les ondes de compression dites ondes P et les ondes de cisaillement dites ondes S. Sur la figure 3.1 sont présentées les composantes verticale et transverse de l'enregistrement à la station DOOR (réseau BANJO, Altiplano Bolivien) d'un séisme superficiel localisé sur la dorsale médio-atlantique. L'observation de ce sismogramme révèle effectivement la présence de plusieurs phases sismiques qui correspondent à des ondes de volume P et S ayant suivi différents trajets dans la terre, mais aussi, celle d'ondes de longues périodes qui ne s'apparentent pas à des ondes de volume: ce sont les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. Elles ont la particularité de se propager le long de la surface, d'avoir de fortes amplitudes à très grande distance et d'être dispersives.

#### 3.1.1 Les ondes de Rayleigh et les ondes de Love

Les ondes de Rayleigh naissent du couplage à la surface libre des ondes P et de la composante verticale de l'onde S, notée SV. Le mouvement du sol au passage de l'onde de Rayleigh est elliptique rétrograde dans le plan vertical en regardant l'onde se déplacer vers la droite.

Les ondes de Love sont le résultat des interférences constructives des réverbérations des ondes SH près de la surface. Ces réverbérations sont induites par l'accroissement de la vitesse des ondes S avec la profondeur. Le mouvement de particule au passage de l'onde de Love est transverse horizontal.

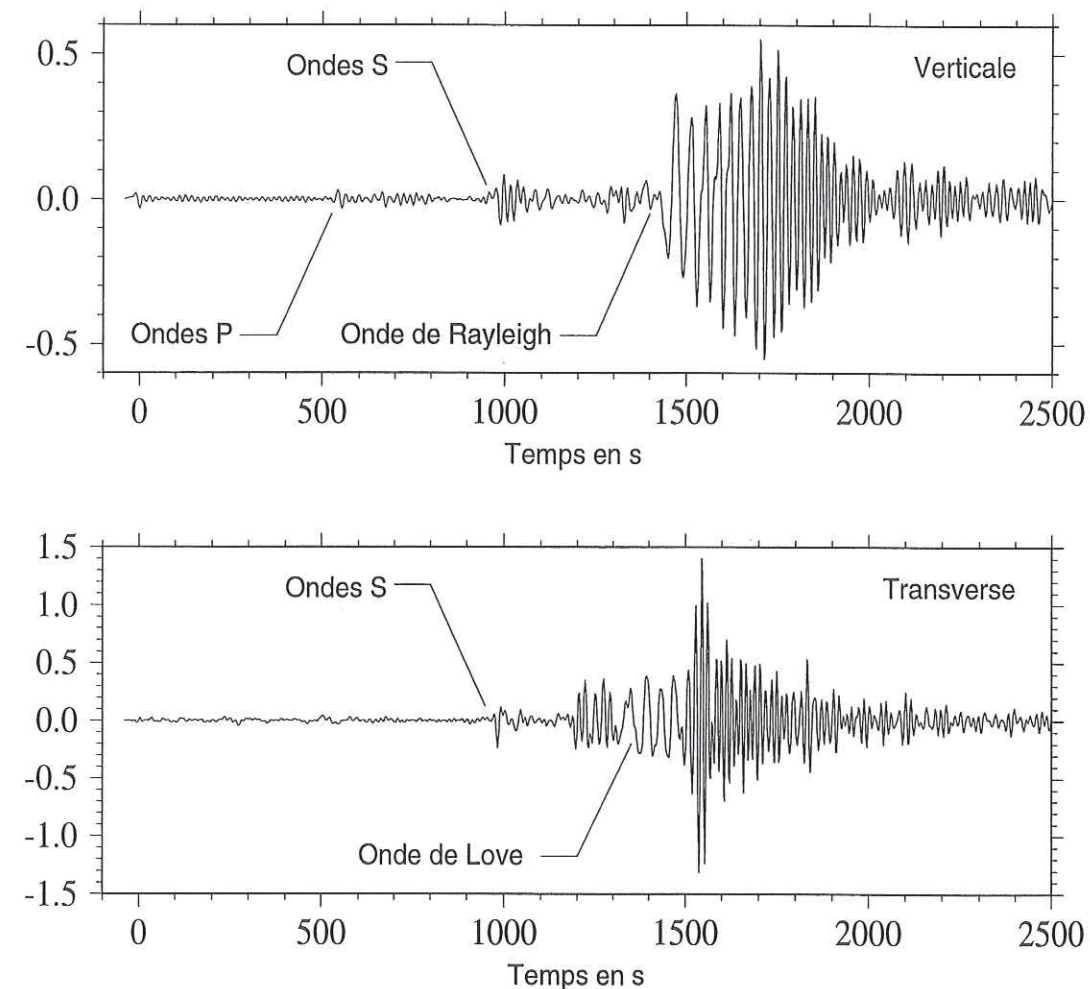


FIG. 3.1 – Composantes verticale et transverse de l'enregistrement à la station DOOR d'un séisme localisé sur la dorsale médio-atlantique. Les temps sont mesurés par rapport au temps origine de l'événement. Les signaux ont été déconvolués de la réponse instrumentale du capteur et filtrés (passe-bas 0.06 Hz pour la composante verticale et passe-bande 0.01-0.08 Hz pour la transverse).



### 3.1.2 La dispersion

La dispersion décrit le fait que chaque fréquence se propage à une vitesse qui lui est propre. La conséquence directe de ce phénomène est la dissociation temporelle des différentes composantes spectrales d'un paquet d'ondes au cours de sa propagation. Dans la Terre, les longues périodes se propagent plus rapidement que les courtes périodes. Cette observation peut être faite sur l'enregistrement présenté figure 3.1 notamment sur la composante verticale. Le caractère dispersif des ondes de surface s'explique par le fait que leur profondeur de pénétration augmente avec la période. Puisque dans la Terre, la vitesse des ondes sismiques croît avec la profondeur, les longues périodes échantillonnent un milieu en apparence plus rapide que celui sondé par les courtes périodes. Deux vitesses de propagation peuvent être exprimées: la vitesse de phase et la vitesse de groupe. La vitesse de phase  $C(\omega)$  est la vitesse de propagation d'une phase donnée, elle est définie par:

$$C(\omega) = \frac{\omega}{k} \quad (3.1)$$

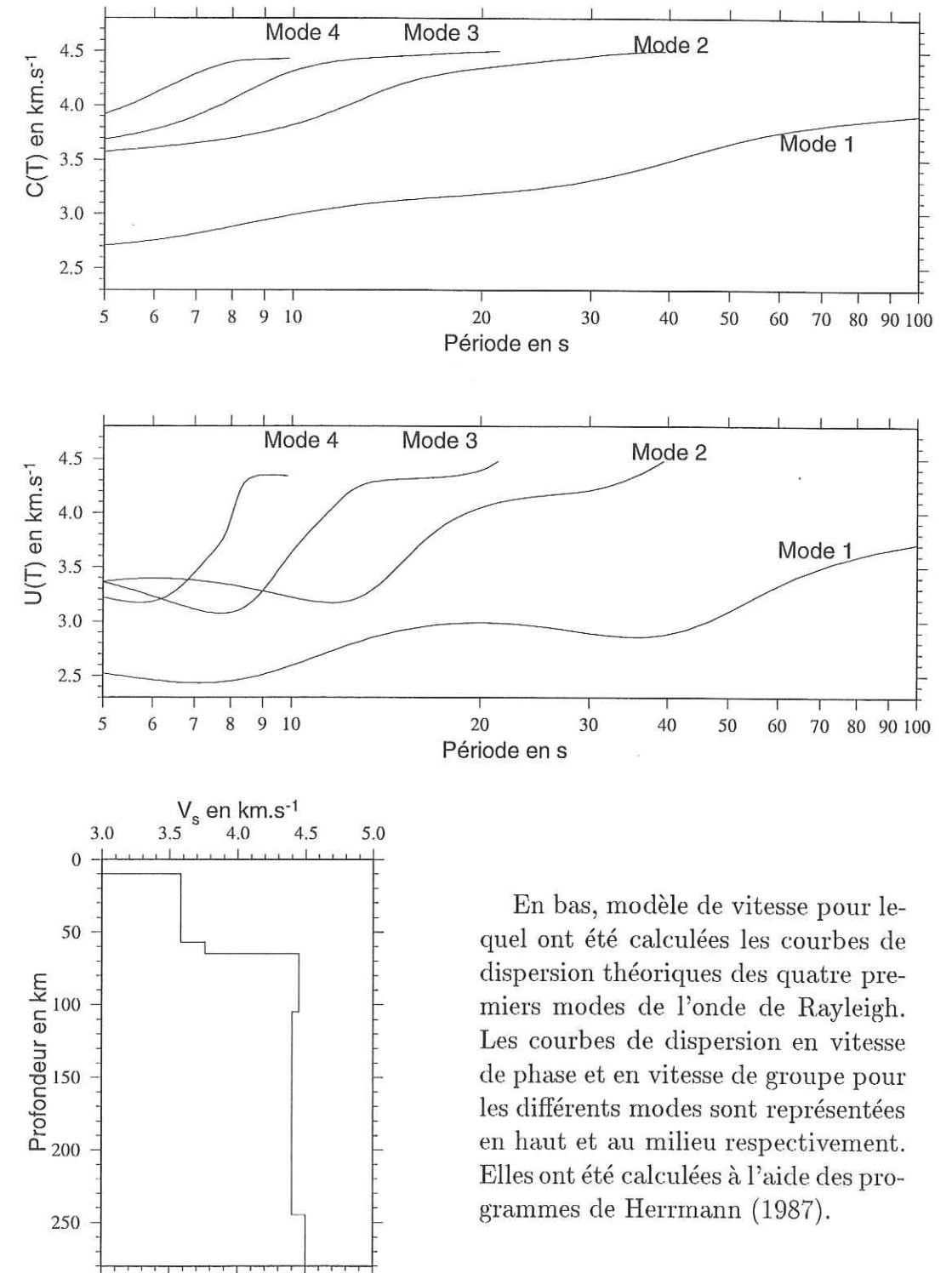
La vitesse de groupe  $U(\omega)$  correspond à la vitesse de propagation de l'énergie d'un paquet d'ondes de pulsation  $\omega \pm \Delta\omega$ ; elle est définie par:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = C(\omega) - \lambda \frac{dC(\omega)}{d\lambda} \quad (3.2)$$

Il faut ajouter à cela le fait que le milieu lui même peut être dispersif quelque soit la nature de l'onde. Un milieu anélastique est un milieu dispersif (Azimi et al., 1968; Liu et al., 1976; Aki et Richards, 1980). La présence d'hétérogénéités dans le milieu peut elle aussi provoquer la dispersion des vitesses de propagation des ondes (Yamashita, 1990; Kawahara et Yamashita, 1992; Murai et al., 1995; Lagendijk et van Tiggelen, 1996).

### 3.1.3 Les modes

Pour les ondes de surface, il existe plusieurs modes vibratoires et à chaque mode correspond une courbe de dispersion. Sur la figure 3.2 sont représentés un modèle de vitesse et les courbes de dispersion des premiers modes de l'onde de Rayleigh qui lui sont associées. Dans un diagramme vitesse-période (figure 3.2 en haut et au milieu), on note que la courbe de dispersion du mode fondamental (mode 1) se sépare nettement de celles des modes supérieurs. En revanche pour ces derniers, les courbes de dispersion sont proches les unes des autres. Le mode fondamental sera donc plus facile à identifier et à extraire de l'ensemble du signal que ne le seront les modes supérieurs. C'est sur ce mode que nous avons focalisé notre étude.



En bas, modèle de vitesse pour lequel ont été calculées les courbes de dispersion théoriques des quatre premiers modes de l'onde de Rayleigh. Les courbes de dispersion en vitesse de phase et en vitesse de groupe pour les différents modes sont représentées en haut et au milieu respectivement. Elles ont été calculées à l'aide des programmes de Herrmann (1987).

FIG. 3.2 -



La profondeur hypocentrale d'un séisme est un paramètre important dans l'excitation des différents modes. Un séisme superficiel excite principalement le mode fondamental alors que, s'il est situé en profondeur, il excite surtout ses harmoniques.

### 3.1.4 Expansion géométrique

La valeur de l'expansion géométrique des ondes de surface est plus faible que celle des ondes de volume (en  $r^{-0.5}$  au lieu de  $r^{-1}$  dans un cas plan, où  $r$  est la distance épacentrale). Cela explique pourquoi à grande distance, l'amplitude des ondes de surface est très grande en comparaison de celle des ondes P ou S. Les ondes de surface peuvent ainsi effectuer plusieurs fois le tour de la terre, en parcourant sa surface dans un sens ou dans l'autre. Pour différencier ces différents paquets d'ondes, on emploie la nomenclature  $R_n$  pour désigner le mode fondamental de l'onde de Rayleigh qui a parcouru la  $n$ -ième plus petite distance source-station et  $G_n$  pour désigner celui de l'onde Love (figure 3.3).

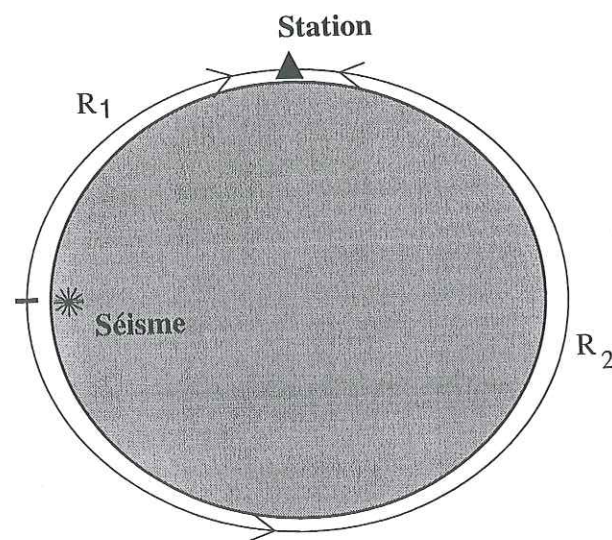


FIG. 3.3 – Trajets suivis par le mode fondamental de l'onde de rayleigh  $R_1$  et  $R_2$

## 3.2 Les données - Les stations

Pour réaliser cette étude, nous avons utilisé les données télésismiques enregistrées au cours des campagnes sismologiques BANJO (Beck et al., 1994) et SEDA (Zandt et al., 1996) décrites au chapitre 1, paragraphe . La localisation des stations déployées au cours de ces deux campagnes est donnée dans les tables 3.1 et 3.2 et sera présentée sur la figure 3.13. La sélection des

Station	Longitude° E	Latitude° N
hizo	-68.3258	-19.6070
sali	-67.7263	-19.6207
door	-67.2233	-19.3538
taca	-66.7337	-18.8276
cruz	-66.2213	-19.1035
cris	-65.9295	-19.3747
bato	-65.4370	-19.6260
yunz	-65.0687	-19.1582
scho	-64.6428	-19.1480
rosl	-64.1779	-19.4857
pich	-63.7211	-19.8115
itit	-63.1582	-20.2551

TAB. 3.1 – Localisations des stations de la campagne sismologique BANJO.

Station	Longitude° E	Latitude° N
coll	-68.3142	-16.9221
lajo	-67.4793	-17.7761
sica	-67.7488	-17.2923
chuq	-67.8176	-17.9457
poop	-67.0184	-18.3869
chit	-66.8859	-20.0767
uyun	-66.7477	-20.4639

TAB. 3.2 – Localisations des stations de la campagne sismologique SEDA.

séismes et l'extraction de leurs enregistrements ont été faites lors de mon séjour au département des géosciences de l'université de Tucson, Arizona.

### 3.2.1 Sélection des séismes

Les séismes ont été sélectionnés en fonction de leur profondeur et leur magnitude, informations qui proviennent des catalogues de déterminations hypocentrales établis par l'USGS. Comme il l'a été dit auparavant, ce sont les sources superficielles qui excitent le mieux le mode fondamental - mode que nous nous proposons d'étudier car il est plus simple à extraire que ses harmoniques. Ont été sélectionnés les séismes dont la profondeur hypocentrale est inférieure à 70 km. Pour obtenir des signaux dont l'amplitude spectrale à longues périodes est non nulle, la magnitude minimale des séismes a été fixée à 5.5. La localisation, l'heure origine, la magnitude et la profondeur hypocentrale des événements utilisés dans cette étude, sont répertoriées dans la table 3.3.

### 3.2.2 Les stations large-bande et leur sismomètre

Les enregistrements ont été faits par des sismomètres de types et donc de réponses instrumentales différents. Les capteurs qui équipent les stations du réseau BANJO sont des STS2. Leur fréquence de coupure se situe autour de 100 s. Quant aux stations du réseau SEDA, elles



Région	Date	Heure (TU)	Lon. °E	Lat. °N	Prof.	Mb	Ms
Mexique	23-05-94	01:41:42.2	-100.527	18.165	55	6.0	
Pérou	24-05-94	02:05:56.6	-74.735	-15.607	34	5.6	5.4
Iles Volcano	25-05-94	07:52: 7.9	142.372	22.988	23	5.5	5.6
Détroit de Gibraltar	26-05-94	08:26:52.4	-4.103	35.305	10	5.7	5.8
Colombie	31-05-94	17:41:55.5	-72.033	7.414	12	6.3	5.6
Vénézuëla	31-05-94	20:45:55.4	-71.994	7.330	39	5.5	4.7
Panama	03-06-94	11:25: 6.6	-78.778	3.524	9	5.9	5.1
Mexique	04-07-94	21:36:41.9	-97.322	14.888	15	6.1	6.1
Iles Vanuatu	14-07-94	00:09:24.7	167.452	-16.582	20	5.6	5.9
Lac Tanganyika	18-08-94	00:45:47.2	31.751	-7.433	25	6.0	5.7
Dorsale médio-Atlantique	29-08-94	17:36:20.8	-19.172	-4.404	10	5.5	5.3
Californie	01-09-94	15:15:53.0	-125.680	40.402	10	6.6	7.0
Iles Tonga	01-09-94	20:50:39.0	-172.905	-18.462	49	5.5	5.4
Iles de Paques	03-09-94	09:02:53.7	-111.028	-31.422	7	5.8	5.4
Mer Bismarck	23-09-94	07:59:38.9	148.537	-3.379	33	5.7	6.0
Iles Kouriles	09-10-94	07:55:39.5	147.916	43.905	33	6.5	7.1
Afrique du sud	30-10-94	06:06:27.4	26.738	-28.032	5	5.6	4.7
Costa Rica	31-10-94	22:59:26.3	-83.323	9.037	56	5.6	
Iles Tonga	04-11-94	10:12:41.9	-172.027	-17.417	33	5.5	5.1
Ile Irian Jaya	20-11-94	16:59: 5.6	135.932	-2.001	16	5.8	6.3
Pérou	06-12-94	09:06:07.0	-75.294	-15.316	27	5.3	5.0
Pérou	14-12-94	22:20:02.4	-80.185	-8.485	33	5.2	4.9
Nlle Zélande	15-12-94	11:20:22.1	177.523	-37.282	33	5.9	6.4
Japon	06-01-95	22:37:34.3	142.175	40.246	27	6.7	6.9
Colombie	19-01-95	15:05:03.4	-72.916	5.050	17	6.3	6.6
Nlle Zélande	05-02-95	22:51: 5.1	178.752	-37.759	21	6.5	7.5
Grèce	13-05-95	08:47:12.7	21.695	40.149	14	6.2	6.6
Dorsale médio-Atlantique	18-05-95	00:06:27.4	-21.996	-8.893	12	6.2	6.2
Iles de la Loyauté	22-05-95	03:45: 2.6	170.010	-22.795	19	5.8	6.0
Iles Santa Cruz	29-05-95	07:29:45.7	164.001	-10.246	26	5.9	6.4
Mexique	31-05-95	16:08:40.2	-107.420	18.956	33	5.5	6.1
Amérique Centrale	14-06-95	11:11:47.4	-88.360	12.128	25	5.7	6.1
Grèce	15-06-95	00:15:48.7	22.283	38.401	14	6.1	6.5
Nouvelle Irlande	25-06-95	02:10:39.7	150.458	-3.321	32	5.7	6.3
Mexique	30-06-95	11:58:56.8	-110.228	24.688	10	5.9	6.2
Iles Kermadec	03-07-95	19:50:50.6	-177.589	-29.211	35	6.5	7.2
Sud Ouest de l'Afrique	07-07-95	10:40: 3.5	9.114	-53.449	10	5.5	5.3
Iles de Paques	28-07-95	20:33:16.8	-111.993	-30.010	10	5.5	5.3

TAB. 3.3 – Liste des séismes utilisés dans cette étude. Pour chaque séisme, sont indiquées la région de l'épicentre, la date, l'heure origine, la localisation, la profondeur et les magnitudes Mb et Ms d'après les déterminations hypocentrales de l'USGS.

étaient équipées de capteurs CMG3-ESP (60 s) et CMG40 (30 s). Afin de pouvoir effectuer des mesures de vitesse de phase pour des couples de stations équipées de capteurs différents, les enregistrements ont été déconvolués de la réponse instrumentale du capteur.

### 3.2.3 Pré-sélection des événements pour un couple de stations

La méthode de détermination de la vitesse de phase (explicitée au paragraphe 3.4) est basée sur la mesure de la variation de phase d'une onde enregistrée par deux stations alignées avec l'épicentre du séisme. Pour un couple de stations donné, peu de séismes satisfont à cette condition. La sélection des événements a donc été faite sur la base d'un compromis visant à minimiser l'écart angulaire entre le grand cercle séisme - station 1 et le grand cercle station 1 - station 2 et à maximiser le nombre d'événements utilisables pour effectuer une mesure

statistiquement satisfaisante. Dans la plupart des cas, cet angle est inférieur à 15° mais il peut atteindre parfois 25° (voir tables 3.4, 3.5, 3.7, 3.8, 3.9 à partir de la page 136). Pour les séismes sélectionnés, l'écart angulaire entre le grand cercle source - station 1 et le grand cercle source - station 2 est inférieur à 0.5°.

## 3.3 Analyse temps-fréquence et filtrage

Un enregistrement d'ondes de surface peut être décomposé en une somme de plusieurs modes, auxquels s'ajoute du bruit, cohérent ou aléatoire. L'analyse temps-fréquence du signal est alors primordiale pour identifier les différents modes présents, mais aussi pour estimer la qualité de l'enregistrement ou pour extraire le signal correspondant aux ondes de surface de l'ensemble du sismogramme. Elle a été systématiquement appliquée sur l'ensemble des enregistrements.

### 3.3.1 Analyse temps-fréquence

L'identification d'un paquet d'ondes repose sur la détermination de sa courbe de dispersion en vitesse de groupe. Cette détermination est effectuée par analyse temps-fréquence du signal (Dziewonski et al., 1969; Herrmann, 1973; Keilis-Borok, 1989)):

(1) On effectue des filtrages multiples de l'enregistrement, définis dans le domaine fréquentiel par:

$$X(\omega) = e^{-\frac{1}{2} \left( \frac{\omega - \omega_0}{\alpha \omega_0} \right)^2} \quad (3.3)$$

où  $\omega_0$  est la valeur de la fréquence centrale du filtre (la largeur relative du filtre  $\alpha$  est choisie pour obtenir un bon compromis entre la résolution temporelle et fréquentielle ( $\alpha = 0.1$ )).

(2) L'enveloppe du signal temporel filtré est tracée dans un diagramme temps-fréquence,  $D(t, \omega_0)$ .

(3) L'amplitude de l'enveloppe à une fréquence donnée passe par des maxima pour des temps  $t_g(\omega_0)$  correspondant aux temps d'arrivées des groupes de fréquence  $\omega_0$  pour les différents modes présents. Les courbes de dispersion en vitesse de groupe sont alors obtenues par transformation de la variable temps  $t$  en vitesse de groupe  $u$ .



Cette approche pourra permettre d'identifier le mode, le type de trajet du paquet d'ondes ( $R_1$ ,  $R_2$ ,...), d'apprécier la qualité de l'enregistrement (présence de bruit, diffraction), de détecter la superposition de signaux correspondant à des trajets multiples. Quelques-uns de ces aspects vont être illustrés dans le paragraphe suivant.

### 3.3.2 Exemples de diagrammes vitesse de groupe - période pour la station DOOR

Sur la figure 3.4, sont représentés les diagrammes vitesse de groupe - période,  $D(u, T)$ , pour trois groupes de séismes enregistrés par la station DOOR. Les séismes appartenant à un groupe donné sont tous localisés dans une zone de faible extension, et les trajets  $R_1$  qui leur sont associés sont très proches les uns des autres. En conséquence, les structures échantillonnées par ce train d'ondes sont très semblables. Afin d'améliorer la définition des courbes de dispersion, une sommation logarithmique des diagrammes  $D(u, T)$  individuels a été faite pour chacun des trois groupes de séismes (Campillo et al., 1996). Les diagrammes  $D(u, T)$  sont représentés en niveaux de gris, les zones les plus foncées correspondant aux plus fortes amplitudes de l'enveloppe. Le calcul de la vitesse de groupe est fait sur la base de la distance parcourue par le train d'onde  $R_1$ .

Les diagrammes du haut et du milieu correspondent à des groupes de séismes localisés à proximité des Iles Vanuatu et de Panama respectivement. Ils sont simples et ne mettent en évidence qu'un paquet d'onde  $R_1$  associé à une courbe de dispersion bien définie. Le trajet suivi par  $R_1$  dans chacun de ces deux exemples, est soit purement océanique (en haut), soit purement continental (au milieu). Puisque la propagation s'est faite dans des milieux où la structure en vitesse n'est pas la même, les deux courbes de dispersion sont différentes. Pour des périodes comprises entre 15 et 50 s, l'énergie s'est propagée plus rapidement dans le cas du trajet purement océanique que le long du trajet continental. En revanche, à des périodes inférieures à 15 s, la situation est inversée.

Le milieu sondé par le paquet d'onde  $R_1$  entre les îles Kouriles et la station DOOR apparaît beaucoup plus complexe comme le montre le diagramme  $D(u, T)$  du bas. La propagation du paquet  $R_1$  s'est effectuée en partie dans un milieu océanique puis le long d'une frontière de plaques continentale et océanique.

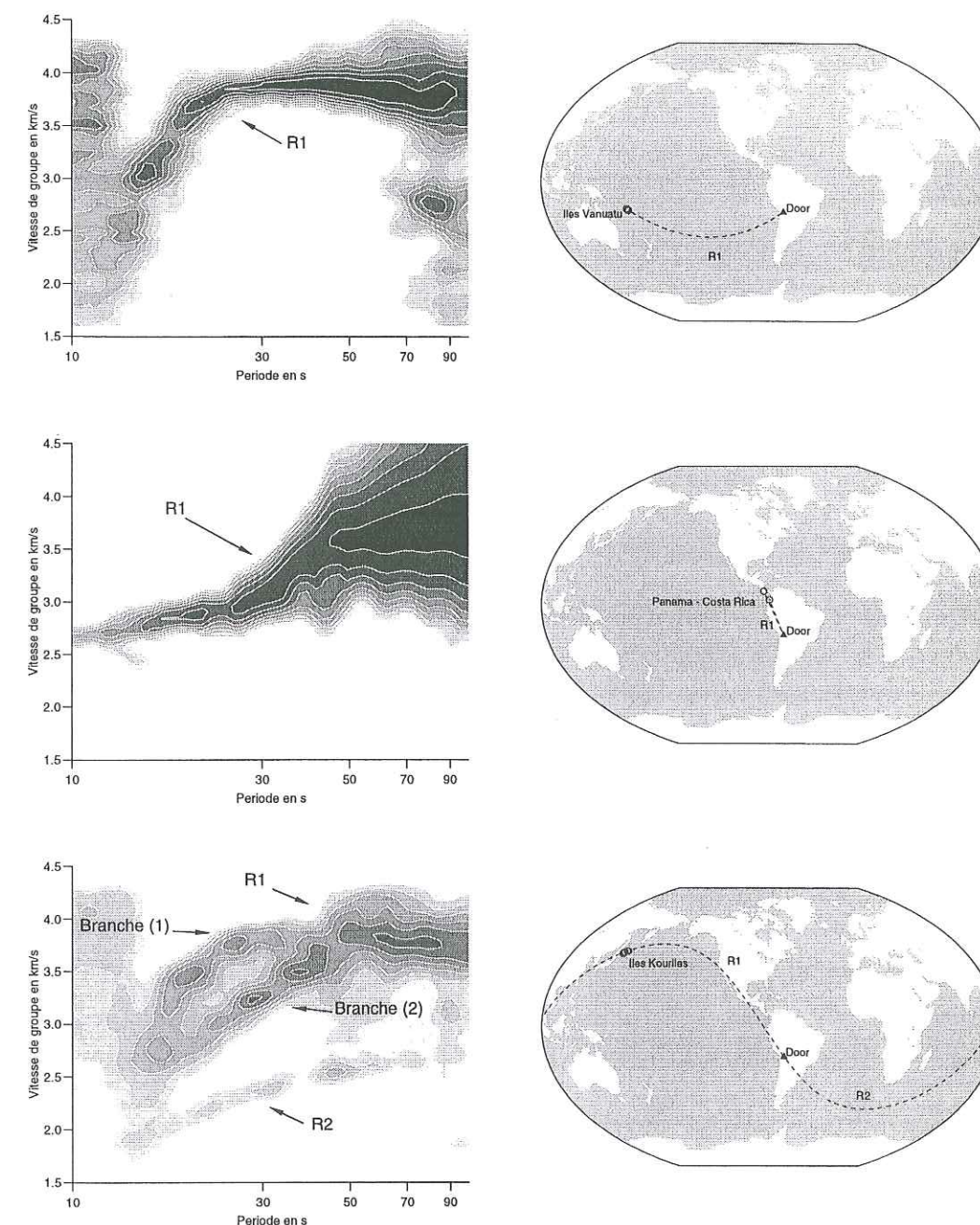


FIG. 3.4 – Exemples de courbes de dispersion en vitesse de groupe obtenues pour différents trajets pour des ondes de type  $R_1$ : en haut, pour un trajet purement océanique, au milieu, pour un trajet purement continental. En bas, illustration d'une courbe de dispersion  $R_1$  avec trajets multiples. Le trajet de l'onde  $R_1$  est tangent à une limite entre plaques continentale et océanique. La comparaison de ce diagramme avec les deux précédents montre qu'une partie de l'énergie est réfractée dans le milieu continental (branche (2)) alors que l'autre partie de l'énergie s'est propagée dans le milieu océanique (branche (1)), avec des vitesses plus rapides à courtes périodes que dans le cas de la branche (2). On note aussi la présence d'énergie correspondant à un trajet  $R_2$ .



Cela donne lieu à une propagation avec trajets multiples. La comparaison des trois diagrammes montre que, dans le cas de la propagation du paquet d'ondes R1 entre les Iles Kouriles et la station DOOR, une partie de l'énergie a été réfractée dans le milieu continental. Elle constitue la branche (2) de la courbe de dispersion. L'autre partie de l'énergie s'est propagée dans la plaque océanique; c'est la branche (1) avec des vitesses plus grandes à courtes périodes que dans le cas du trajet continental. Le diagramme  $D(u,T)$  fait apparaître un autre train d'onde dispersif, le train d'onde R2, qui s'est propagé en faisant le tour de la Terre dans l'autre sens. Les vitesses de groupe sont erronées car pour les calculer, nous avons utilisé la distance associée à R1 et non celle, plus longue, associée à R2. La complexité de ce type de signal rend son exploitation délicate. A cela peut s'ajouter la présence de bruit, les diffractions locales, autant d'éléments qui vont perturber la détermination des courbes de dispersion en vitesse de phase.

### 3.3.3 Filtrage temps-fréquence

Comme il l'a été montré sur la figure 3.4, le signal associé à un paquet d'ondes de surface peut être complexe. La superposition de plusieurs modes dans un enregistrement, la présence de bruit voire de signal cohérent indésirable comme par exemple la présence de l'onde de Rayleigh sur la composante transverse (fruit d'une mauvaise orientation des composantes ou d'une déviation du rai par rapport au grand cercle) vont soit ne pas permettre d'effectuer une analyse des ondes de surface, soit dégrader la qualité des résultats. Il s'agit donc d'être capable d'isoler un mode de l'ensemble du signal ou d'améliorer la qualité de l'enregistrement en éliminant une partie du bruit. Pour filtrer les ondes de surface, on va mettre à profit le caractère dispersif des signaux.

L'observation de l'amplitude spectrale de l'enregistrement dans un diagramme temps - fréquence obtenu par filtrages multiples peut permettre de dissocier (parfois seulement en partie) les différents signaux qui apparaissent superposés en temps ou en fréquence (figure 3.5a). Le filtrage va être défini de sorte à ne conserver que le signal situé dans une bande de largeur adaptable, centrée sur une courbe de dispersion en vitesse de groupe que l'on aura sélectionnée dans le plan temps - fréquence. Le signal complet est d'abord filtré en fréquence (figure 3.5b). Les différentes composantes spectrales qui interfèrent de façon constructive à un temps de groupe  $t_g(\omega)$  vont être ensuite déphasées pour interférer à un même temps  $t_o$  (figure 3.5c). La phase du filtre est donc adaptée à celle du signal que l'on cherche à extraire.

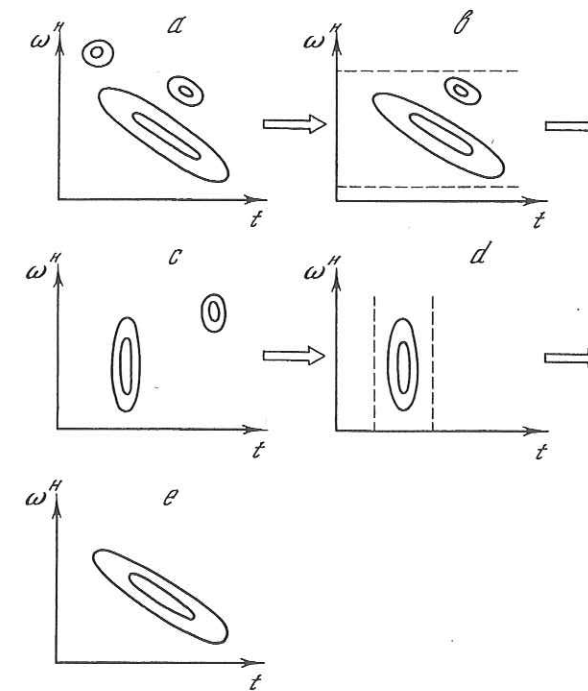


FIG. 3.5 – Diagramme illustrant les différentes étapes du filtrage temps-fréquence. Figure extraite de Keilis-Borok (1989).

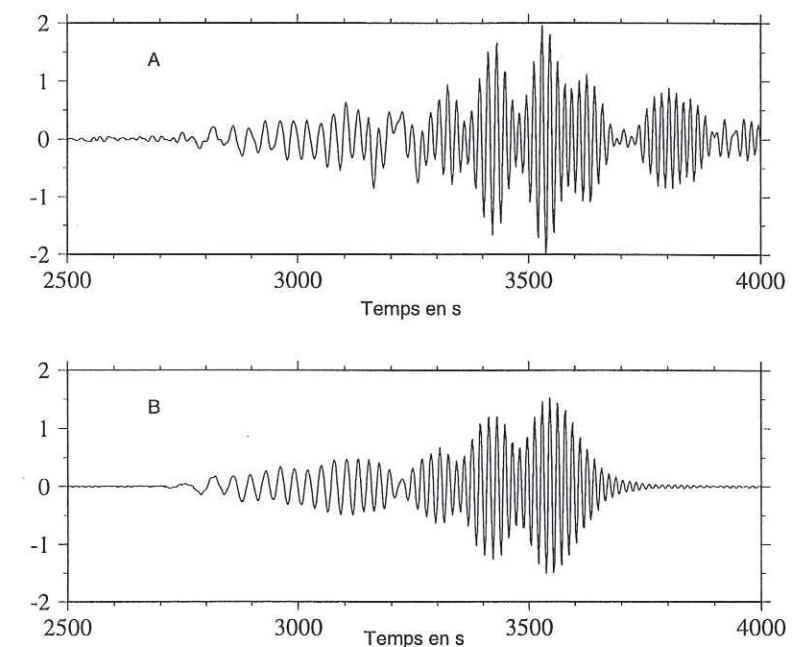


FIG. 3.6 – Comparaison de la composante verticale de l'enregistrement à la station HIZO d'un séisme localisé dans la région du lac Tanganyika avant (A) et après filtrage temps - fréquence (B). Les deux signaux ont été filtrés entre 200 et 12.5 s pour permettre de les comparer.



Quelle est la valeur du déphasage à appliquer à chaque composante spectrale pour que le signal soit concentré en un temps  $t_o$ ? Considérons que  $t_\phi(\omega)$  est le temps d'arrivée d'une phase donnée de pulsation  $\omega$ . Le déphasage  $\Phi(\omega)$  à appliquer à la composante spectrale de pulsation  $\omega$  pour la décaler en un temps  $t_o$  s'exprime par:

$$\Phi(\omega) = \omega(t_o - t_\phi(\omega)) \quad (3.4)$$

Le calcul de  $t_\phi(\omega)$  est effectué à partir des relations entre la vitesse de phase  $c(\omega)$  et la vitesse de groupe  $u(\omega)$ . Ces deux vitesses sont définies par les relations:

$$u(\omega) = \frac{d}{t_g(\omega)} \quad \text{et} \quad c(\omega) = \frac{d}{t_\phi(\omega)} \quad (3.5)$$

où  $d$  est la distance épacentrale,  $t_g(\omega)$  le temps d'arrivée du maximum d'énergie d'un groupe de pulsation proche de  $\omega$ , et rappelons que  $t_\phi(\omega)$  est le temps d'arrivée d'une phase donnée de pulsation  $\omega$ . A partir des équations 3.1 et 3.2, on écrit:

$$\frac{1}{u(\omega)} = \frac{d(\frac{\omega}{c(\omega)})}{d\omega} \quad (3.6)$$

A partir des équations 3.5 et 3.6, on écrit  $t_\phi(\omega)$  en fonction de  $t_g(\omega_q)$ :

$$\omega \cdot t_\phi(\omega) = \omega_i \cdot t_\phi(\omega_i) + \int_{\omega_i}^{\omega} t_g(\omega_q) d\omega_q \quad (3.7)$$

La connaissance de la valeur de  $t_\phi(\omega_i)$  à une pulsation  $\omega_i$  et des valeurs de  $t_g(\omega_q)$  entre  $\omega_i$  et  $\omega$  est suffisante pour la détermination de  $t_\phi(\omega)$ .

D'après Oliver (1962), la vitesse de phase mesurée entre 150 et 450 secondes varie peu avec le type de trajet, continental ou océanique. Pour le calcul de  $t_\phi(\omega)$  à partir de l'équation 3.5, nous avons considéré comme connues les vitesses de phase pour le mode fondamental de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love à la période de 200s, soit des valeurs de 4.55 et 4.87 km/s respectivement (Oliver, 1962).

Finalement, pour les ondes de Rayleigh,  $\Phi(\omega)$  s'écrit:

$$\Phi(\omega) = \omega t_o - \omega_i \cdot t_\phi(\omega_i) - \int_{\omega_i}^{\omega} t_g(\omega_q) d\omega_q \quad (3.8)$$

$$\text{où} \quad \omega_i = \frac{2\pi}{200} \quad \text{et} \quad t_\phi(\omega_i) = \frac{d}{4.55} \quad (3.9)$$

Le signal sélectionné se trouve alors concentré dans le domaine temporel en  $t_o$  (si le spectre est suffisamment large). Une simple apodisation en temps permet d'éliminer les signaux parasites

(figure 3.5d). La largeur en temps de la fenêtre d'apodisation détermine la sévérité du filtrage. La phase initiale du signal est finalement rétablie (figure 3.5e). La figure 3.6 illustre le résultat de l'extraction du mode fondamental de l'onde Rayleigh d'un enregistrement bruité.

### 3.4 Mesure de la vitesse de phase: méthodologie

Considérons le cas où deux stations sont alignées dans la direction d'arrivée du front d'onde. Dans cette configuration, la différence de phase entre les deux signaux est due uniquement à la propagation de l'onde dans le milieu séparant les deux stations. Pour une pulsation  $\omega$  donnée, cette différence de phase, notée  $\Delta\Phi$ , est reliée à la vitesse de phase  $C(\omega)$  par la relation:

$$C(\omega) = d \cdot \frac{\omega}{(\Delta\Phi(\omega) + 2n\pi)}; \quad n \in \mathbb{N} \quad (3.10)$$

où  $d$  est la distance parcourue par le front d'onde entre les deux stations. Le terme en  $2n\pi$  correspond à une indétermination inhérente à la mesure de la phase. L'estimation de la différence de phase peut être faite de différentes façons. Deux techniques seront utilisées ici pour l'estimation de la différence de phase en raison de leur complémentarité, la méthode dite du filtre de Wiener et la sommation oblique.

Dans la pratique, l'alignement entre le vecteur d'onde et le couple de stations n'est pas parfait. Cet écart va se traduire par une incertitude sur la détermination de la vitesse de phase puisque les rais qui parviennent aux deux stations n'ont pas suivi le même trajet. Néanmoins, dans la mesure où les variations latérales de vitesse ne sont pas trop fortes, les milieux échantillonnés ne sont pas très différents. De plus, dans cette étude, compte tenu de la grande distance sisme-station par rapport à la distance inter-stations ainsi que de la faible valeur de l'écart angulaire entre la direction d'arrivée du front d'onde et celle définie par le couple de stations, les rais restent sur des trajectoires très proches. En conséquence, l'erreur commise reste probablement faible.

Une autre source d'erreur, beaucoup plus importante celle-ci, va provenir de l'hypothèse faite dans cette étude selon laquelle la propagation des rais s'effectue le long du grand cercle. En effet, les tomographies globales de la Terre mettent en évidence des variations latérales de la vitesse de propagation des ondes sismiques qui ont pour effet de faire dévier les rais correspondants aux ondes de surface de leur trajectoire le long du grand cercle (figure 3.7). Comme le montrent Laske et al. (1998), les écarts angulaires de la direction effective d'arrivée de l'onde par rapport au grand cercle peuvent être grands, jusqu'à 15°. De plus seule une partie de ces écarts est effectivement prédite par le tracé de rais dans un modèle global de vitesse (figure



3.8). Par ailleurs, la distance  $d$  parcourue par le front d'onde entre les deux stations dépend de l'orientation du couple de stations par rapport au vecteur d'onde et de la distance inter-stations. Dans ces conditions, l'incertitude sur la véritable valeur de  $d$  va se traduire par une incertitude sur l'estimation de la vitesse de phase.

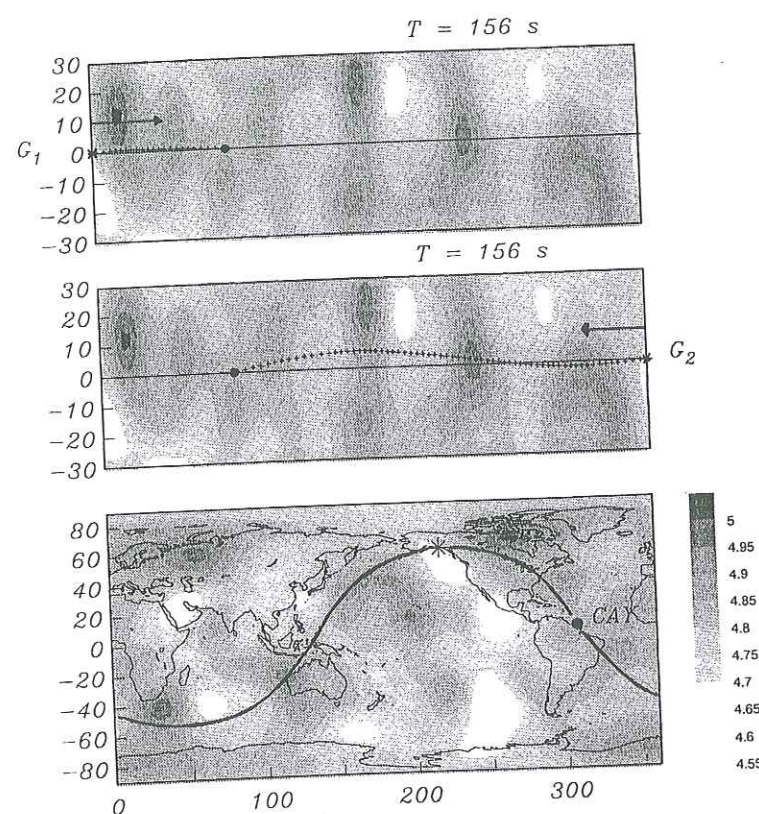


FIG. 3.7 – Déflexion d'un rai (tracé en pointillés) par rapport au grand cercle (trait plein) due aux variations latérales de la structure en vitesse de la Terre. Tracé de rais pour G1 (en haut) et G2 (au milieu) dans le modèle de Terre en vitesse de phase de Wong (1989) (en bas). Figure extraite de Laske et al. (1994).

Pour éviter l'introduction d'un biais systématique, la détermination de la vitesse de phase a été faite en utilisant plusieurs couples de stations, éclairés selon des angles différents par des événements localisés à des distances épicentrales variables.

### 3.4.1 Interspectre - Filtrage de Wiener

L'estimation de la variation de phase entre deux stations peut se faire directement par le calcul de la phase de l'interspectre des enregistrements. Elle est simple à mettre en oeuvre mais présente le désavantage d'intégrer le bruit à la mesure. Une approche un peu différente consiste

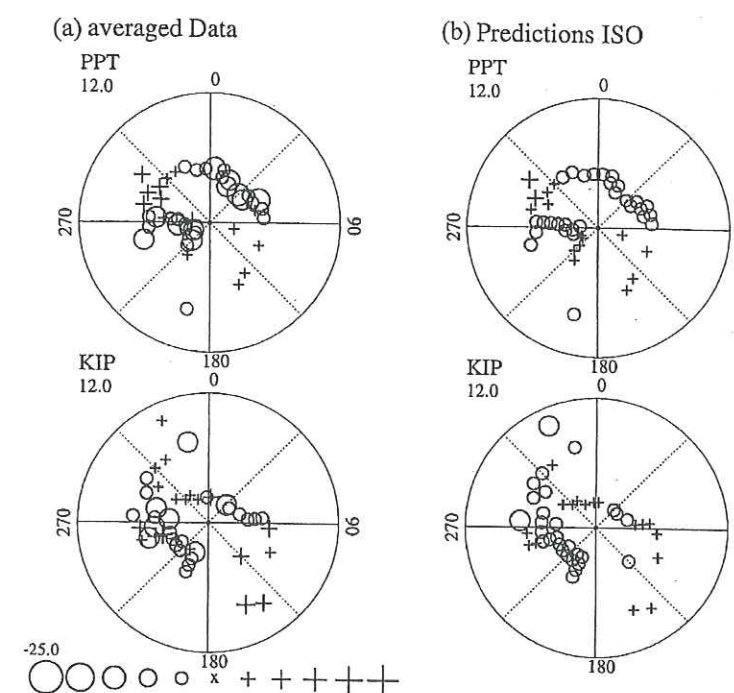


FIG. 3.8 – Comparaison entre les écarts angulaires au grand cercle mesurés à deux stations (à gauche) et les écarts calculés par tracé de rais (à droite). Les écarts angulaires au grand cercle sont tracés dans un diagramme polaire (distance épicentrale et direction d'arrivée de l'onde à la station). Les cercles représentent des valeurs négatives d'écart angulaire au grand cercle, les signes plus des valeurs positives, et leur taille dépend de la valeur absolue de l'écart angulaire. Une échelle en degrés est tracée en bas à gauche de la figure. Figure extraite de Laske et al. (1998).

à déterminer le filtre de Wiener associé aux deux stations de référence. Soient  $x(t)$  et  $y(t)$  les signaux enregistrés aux deux stations,  $X(\omega)$  et  $Y(\omega)$  leurs transformées de Fourier,  $lis(t)$  une fonction d'apodisation et  $Lis(\omega)$  sa transformée de Fourier. Le filtre de Wiener associé aux deux enregistrements,  $W(\omega)$ , est alors défini par:

$$W(\omega) = \frac{[X(\omega).Y^*(\omega)] * [Lis(\omega).e^{-j\omega t_{max}}]}{[X(\omega).X^*(\omega)] * [Lis(\omega)]} \quad (3.11)$$

où  $t_{max}$  est le temps associé au maximum d'amplitude de l'intercorrélation. La phase du filtre de Wiener est égale à la différence de phase  $\Delta\Phi$  des deux signaux. La construction de ce filtre correspond à la résolution d'un système linéaire dans lequel la différence de phase  $\Delta\Phi$  est déterminée au sens des moindres carrés (Taylor et Toksoz, 1982). Ainsi, l'influence du bruit sur la mesure est minimisée. L'apodisation permet d'éliminer le bruit situé à l'extérieur de la fenêtre temporelle en réduisant la largeur de l'autocorrélation et de l'intercorrélation (Hwang et Mitchell, 1986). Deux types de fonction d'apodisation ont été testés, une fonction de Hanning



et une fonction rectangle (dont les extrémités sont remplacées par des demi-arches de cosinus pour éviter les phénomènes de Gibbs). Les résultats sont similaires pour peu que l'on choisisse un ordre peu élevé du filtre de Hanning. Avec des ordres plus élevés, le filtre déforme l'autocorrélation et l'intercorrrelation autour de leur maximum et nuit à la mesure.

La présence de trous dans les spectres d'amplitude provoque des instabilités du filtre de Wiener qui peuvent être réduites par seuillage de l'autospectre lissé. Toutefois, nous n'appliquons pas cette technique ici, préférant ne pas considérer des mesures faites à des fréquences où le signal n'est pas énergétique. La vitesse de phase n'a été déterminée qu'aux fréquences où le rapport signal sur bruit est supérieur à 5. Ce critère sera aussi appliqué à la sommation oblique, technique qui sera explicitée dans la prochaine section.

Comme il l'a été dit précédemment, la différence de phase est mesurée à un terme  $2n\pi$  près (elle s'est repliée sur elle-même). Un traitement dit de dépliage doit être appliqué pour déterminer la valeur de l'entier  $n$ . L'équation 3.10 montre que ce traitement est nécessaire pour effectuer correctement le calcul de la vitesse de phase. En écrivant différemment cette équation, on obtient:

$$C(\omega) = \frac{d}{t} \quad \text{avec} \quad t = T \left( \frac{\Delta\Phi(\omega)}{2\pi} + n \right); \quad n \in \mathbb{N} \quad (3.12)$$

où  $T$  est la période. L'ajout de  $2\pi$  à la différence de phase mesurée revient donc à ajouter une période au temps de parcours. A longues périodes (100 s), ajouter  $2\pi$  à la différence de phase va modifier fortement la valeur de la vitesse de phase estimée. Puisqu'à ces périodes, les vitesses de phase varient peu, en se référant aux valeurs de la vitesse de phase calculées dans un modèle moyen de Terre (PREM ou IASP91), on peut facilement calculer la valeur de  $n$  telle que les vitesses mesurées soient raisonnables. En revanche, à courtes périodes, l'ajout d'une période au temps de trajet a moins d'impact sur la valeur de la vitesse de phase ce qui rend le calcul de  $n$  plus délicat. De plus, on ne peut plus se référer à un modèle moyen de Terre car les vitesses de phase à courtes périodes peuvent être très différentes d'un milieu à un autre. Un doute sur la valeur de  $n$  peut alors exister. Si des mesures ont été possibles pour des fréquences couvrant la gamme des longues aux courtes périodes, on peut dérouler la phase de proche en proche en assurant la continuité de la différence de phase à partir de sa valeur aux longues périodes.

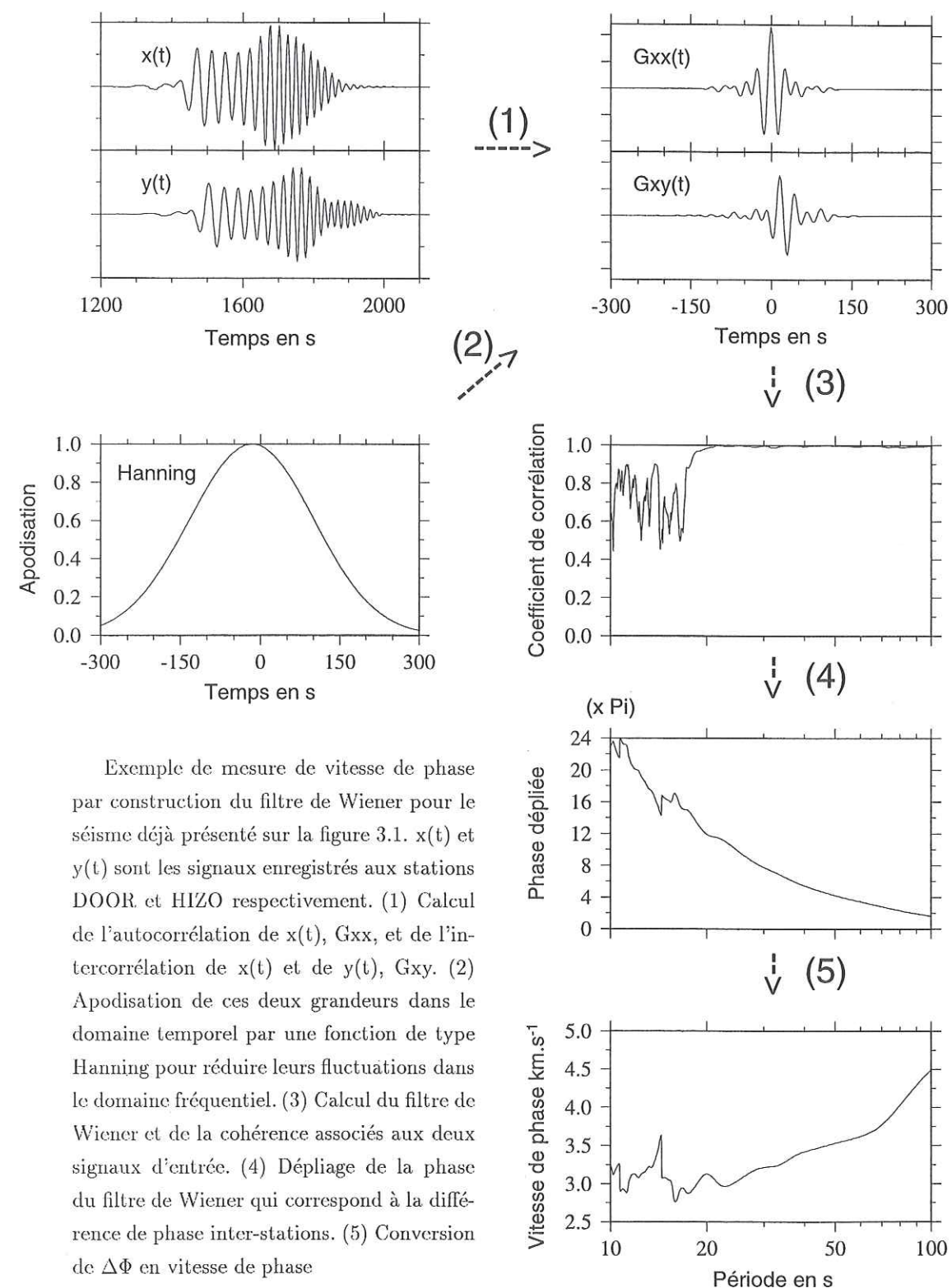


FIG. 3.9 -



Sur la figure 3.9 sont illustrées les différentes étapes conduisant à la détermination de la vitesse de phase inter-stations par construction du filtre de Wiener. Cet exemple met en lumière la correspondance qui existe entre diminution de la valeur du coefficient de corrélation et dégradation de l'estimation de la vitesse de phase. En conséquence, la détermination de la vitesse de phase n'a été conservée qu'aux périodes où le coefficient de corrélation est supérieur à 0.99.

Au début de cette partie méthodologique, nous avons évoqué l'importance des erreurs sur la mesure de vitesse de phase dues à la déflexion des rais par rapport au grand cercle et dans une moindre mesure à l'alignement approximatif du vecteur d'onde et du couple de stations. Notre objectif est donc non seulement de déterminer la courbe de dispersion en vitesse de phase mais aussi d'estimer l'incertitude sur cette mesure. Pour cela, dans une région donnée, nous avons effectué plusieurs mesures de la vitesse de phase à partir de séismes ayant des localisations différentes et pour plusieurs couples de stations dont l'orientation varie. À partir des mesures individuelles, un intervalle de confiance sur la valeur de la vitesse de phase peut être déterminé à chaque période. À 68% de confiance dans l'hypothèse d'une répartition gaussienne des erreurs, la vitesse de phase est comprise dans l'intervalle défini par la valeur moyenne plus ou moins l'écart-type des différentes valeurs obtenues. Dans le cas où le nombre de mesures disponibles ne permet pas de déterminer une moyenne et un écart-type de façon statistiquement convenable, c'est l'enveloppe des mesures individuelles qui est considérée.

### 3.4.2 Sommation oblique

La sommation oblique est une technique de recherche de l'information cohérente dans un ensemble de signaux. Cette technique permet aussi de déterminer les courbes de dispersion des différents modes présents dans les enregistrements. L'alignement des stations dans une direction Est-Ouest pour le réseau BANJO et dans une direction Nord-Sud pour le réseau SEDA (cf. figure 1.7) offre la possibilité d'effectuer des déterminations de courbes de dispersion par sommation oblique. Cette méthode consiste à considérer que le milieu sur lequel est installé l'ensemble des stations (et non plus seulement deux) est latéralement homogène. Elle repose sur l'idée de McMechan et Yedlin (1981) que les courbes de dispersion en vitesse de phase peuvent être obtenues au moyen de deux transformations. Soient  $t$  le temps,  $r$  la distance épacentrale,  $p$  la lenteur,  $\omega$  la pulsation et  $\tau$  tel que  $\tau = t - pr$ . Les enregistrements  $x(r, t)$  du champ d'onde obtenus le long d'un profil sont transformés du plan  $(t, r)$  au plan  $(\tau, p)$  par sommation oblique. Une analyse de Fourier permet d'obtenir l'image du champ d'onde dans un plan  $(p, \omega)$  qui est

décrit par:

$$U(p, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} dr. X(r, \omega). e^{-j\omega pr} \quad (3.13)$$

où  $X(r, \omega)$  est la transformée de Fourier de  $x(r, t)$ . La norme de  $U(p, \omega)$  est maximale pour les couples  $(p, \omega)$  localisés sur les courbes de dispersion en vitesse de phase des différents modes présents dans les enregistrements. Mokhtar et al. (1988) proposent une formulation discrète pour le calcul de  $U(p, \omega)$  qui est la suivante:

$$U(p, \omega) = \sum_{i=1}^N A(r_i, \omega). e^{j(\Phi_i - \omega pr_i)} \quad (3.14)$$

où  $N$  est le nombre de stations,  $A(r_i, \omega) e^{j(\Phi_i)}$  le spectre de l'enregistrement fait par la station  $i$  localisée à une distance épacentrale  $r_i$ . On recherche donc la lenteur  $p$  telle que les  $N$  sinusoides interfèrent de façon constructive (c'est à dire qu'elles soient en phase). Le spectre d'amplitude  $A(r_i, \omega)$  permet de réduire l'influence d'un enregistrement pour lequel l'énergie est faible à la fréquence  $\omega$ .

Rappelons qu'il est important de considérer plusieurs couples de stations, éclairés selon différents angles par un ensemble de séismes afin d'éviter l'apport d'un biais systématique à la mesure. On se propose de calculer  $U(p, \omega)$  pour plusieurs séismes en transposant l'équation 3.14 écrite pour un seul séisme. Deux modifications doivent être apportées à cette équation. D'une part, considérer plusieurs séismes dans une analyse de ce type nécessite de travailler avec des différences de phase et non plus avec des phases absolues. D'autre part, pour attribuer des poids équivalents aux différents séismes, il faudrait normaliser les spectres d'amplitude par rapport à la station la plus proche par exemple. Toutefois, dans ce cas, des instabilités de calcul pourraient survenir à cause de la présence de trous dans le spectre d'amplitude utilisé pour faire la normalisation. On préfère ne pas impliquer les spectres d'amplitude dans le calcul (c'est à dire pas de pondération des mesures) mais en contre partie, une sélection des enregistrements va être faite. Pour chaque triplet (station 1 - station 2 - séisme), le coefficient de corrélation et le rapport signal sur bruit sont déterminés en même temps que la différence de phase. La mesure de la différence de phase est sélectionnée pour le calcul de  $U(p, \omega)$  si le rapport signal sur bruit est supérieur à 5, et le coefficient de corrélation supérieur à 0.99. Pour un séisme donné et  $N_{rcp}$  stations alignées avec ce séisme, le nombre de mesures de différences de phase est de  $C_{N_{rcp}}^2$ . Aussi, en s'inspirant de l'écriture de  $U(p, \omega)$  proposée par Mokhtar et al. (1988) et de celle utilisée par Herrmann (1987) (normalisation des spectres d'amplitude pour un séisme), on se propose de calculer:



$$U(p, \omega) = \sum_{s=1}^{N_{evt}} \left[ \sum_{i=1}^{C_{N_{rcp}}^2} e^{j(\Delta\Phi_{is} - \omega p \Delta r_{is})} \right] \quad (3.15)$$

où  $N_{evt}$  est le nombre de séismes et  $N_{rcp}(s)$  le nombre de récepteurs ayant enregistré le séisme  $s$ .

La variation de phase  $\Delta r_{is}$  des enregistrements à un couple de stations  $i$  pour un événement  $s$  est mesurée sur la phase de l'interspectre mais il n'est pas nécessaire de la corriger de l'indétermination de  $2n\pi$ . La courbe de dispersion est localisée sur les maxima de la courbe  $|U(p, \omega)|$ . A une pulsation  $\omega_o$  donnée, la précision avec laquelle la vitesse de phase  $C(\omega_o)$  va être déterminée dépend de la forme de  $|U(p, \omega_o)|$  (sommet de la courbe aiguë ou arrondi). Une estimation de l'incertitude sur la valeur  $C(\omega_o)$  qui consisterait à considérer l'ensemble des lenteurs  $p$  pour lesquelles on aurait:

$$|U(p, \omega_o)| > \alpha \cdot \max(|U(p, \omega_o)|) \quad \text{avec} \quad \alpha \approx 1 \text{ et } \alpha \leq 1 \quad (3.16)$$

semble cependant trop subjective. En effet, comment choisir la valeur de  $\alpha$  sans sur- ou sous-estimer l'incertitude sur la mesure? En conséquence, l'évaluation de l'incertitude sur la vitesse de phase déterminée par sommation oblique n'a pas été faite.

Pour essayer d'extraire encore plus efficacement l'information cohérente de l'ensemble de nos mesures, on peut tenter de multiplier les plans  $U(p, \omega)(s)$  obtenus pour chaque séisme. L'équation 3.15 devient:

$$U(p, \omega) = \prod_{s=1}^{N_{evt}} \left[ \sum_{i=1}^{C_{N_{rcp}}^2} e^{j(\Delta\Phi_{is} - \omega p \Delta r_{is})} \right] \quad (3.17)$$

Cependant, les résultats sont mitigés. En effet, cette approche requiert que tous les plans  $U(p, \omega)(s)$  soient très cohérents les uns par rapport aux autres. Or, si les critères sur le rapport signal sur bruit et sur le coefficient de corrélation sont nécessaires, ils ne garantissent pas la validité de la mesure de la différence de phase et donc de la vitesse de phase (à cause par exemple de la déflexion des rais par rapport au grand cercle). Si à une période, un des plans individuels  $U(p, \omega)(s)$  n'est pas totalement cohérent avec les autres, la solution globale va être dégradée. La multiplication des plans individuels  $U(p, \omega)(s)$  n'a pas donc pas été appliquée ici.

Un des avantages de la sommation oblique est la possibilité de lever l'indétermination de  $2n\pi$  qui existe avec les méthodes d'interspectre. En effet, chaque mesure de différence de phase correspond dans le plan  $(p, \omega)$  à plusieurs courbes de maxima dont une seule est la courbe de dispersion recherchée. Quant aux autres, elles sont le produit de l'indétermination de  $2n\pi$ . Leur

position par rapport à la courbe de dispersion est fonction de la valeur de la distance parcourue par le front d'onde. Par conséquent, dans le cas où les distances  $d$  sont différentes, seule la courbe de dispersion qui représente l'information cohérente parmi l'ensemble des mesures sera mise en évidence avec une amplitude plutôt plus forte.

### 3.4.3 Comparaison des deux méthodes

Les résultats obtenus par construction du filtre de Wiener et par sommation oblique sont similaires comme l'illustre la figure 3.10. Seule la méthode de sommation oblique a permis d'extraire la courbe de dispersion aux plus courtes périodes (15s). Ceci est dû à la difficulté de déplier la différence de phase (continuité de la phase rompue, instabilité des mesures). Dans le tableau ci-dessous, sont résumés les avantages et les défauts de chaque méthode. Il apparaît qu'il convient d'appliquer les deux méthodes à l'ensemble des données pour avoir un bon contrôle de la solution car elles sont très complémentaires.

	Filtre de Wiener	Sommation oblique
Avantages	<ul style="list-style-type: none"> <li>-détermination de l'incertitude sur <math>C(\omega)</math></li> <li>-contrôle de chaque mesure</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-mesure faite à partir de l'extraction de l'information cohérente</li> <li>-pas de dépliage de la phase</li> <li>-rapidité de mise en oeuvre</li> </ul>
Défauts	<ul style="list-style-type: none"> <li>-long car succession de mesures individuelles</li> <li>-dépliage de la phase</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-incertitudes sur <math>C(\omega)</math> subjectives</li> <li>-agit comme une boîte noire</li> </ul>

### 3.4.4 Effets de l'anélasticité du milieu sur les mesures de vitesse de phase

Rappelons tout d'abord quelques-uns des aspects révélés par la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg et Pg dans les Andes Centrales (Chapitre 2). Nous avons mis



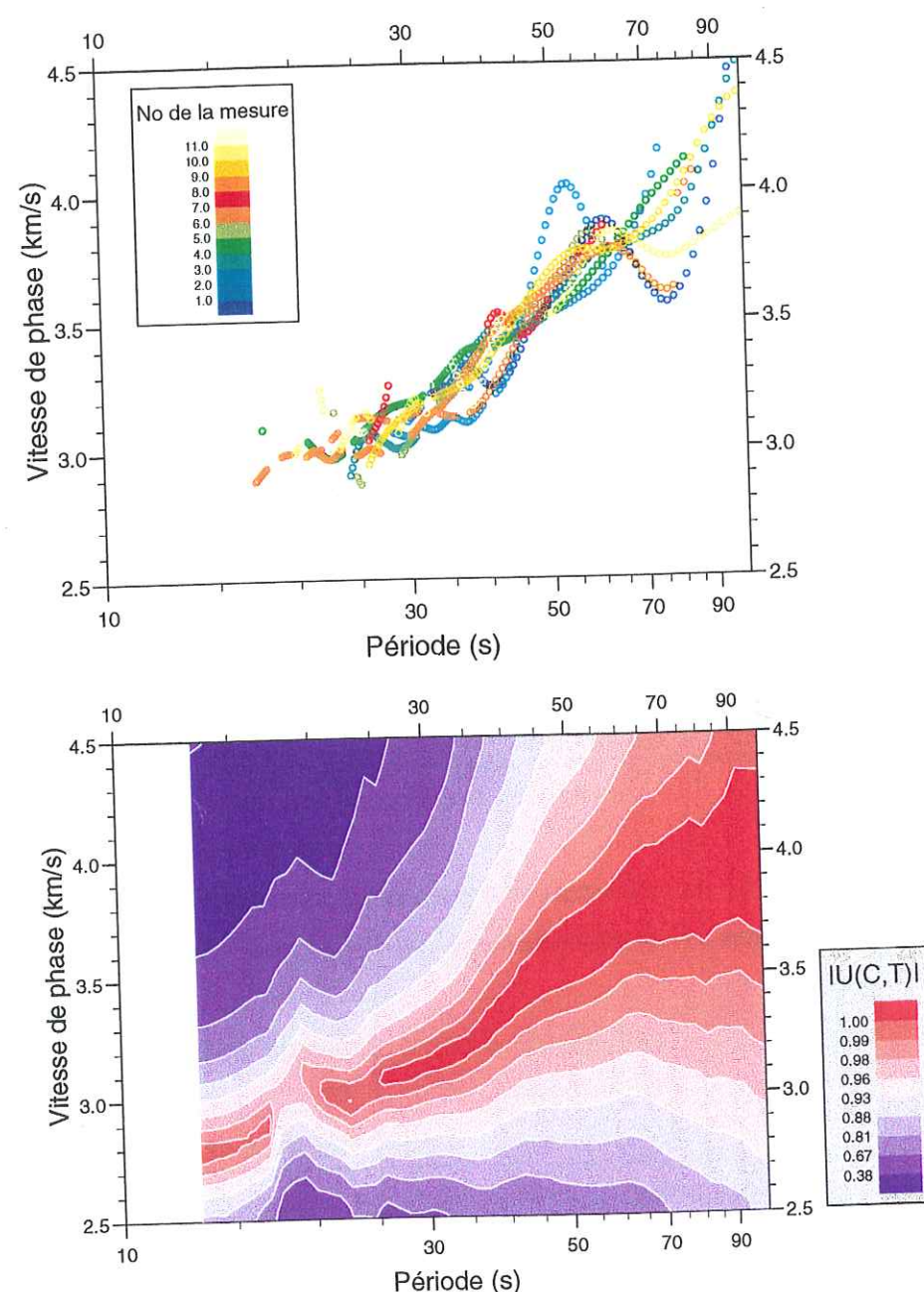


FIG. 3.10 – Comparaison des courbes de dispersion en vitesse de phase obtenues par construction du filtre de Wiener (en haut) avec celles obtenues par sommation oblique (en bas) pour une série d'événements. Les couples de stations ainsi que la liste des séismes qui ont été utilisés ici sont décrits dans la table 3.4 à la page 136 de ce chapitre.

en évidence le caractère très atténuant de la croûte sous l'Altiplano (au moins pour des fréquences comprises entre 0.5 et 5 Hz). Pour essayer de comprendre l'origine de cette atténuation, nous avons supposé que seulement deux phénomènes y contribuaient de manière significative:

l'absorption anélastique et la perte d'énergie par diffraction des ondes sur des hétérogénéités de petites échelles. Par analyse de la dépendance fréquentielle du facteur de qualité moyen de la croûte, la contribution respective de ces mécanismes à l'atténuation apparente de l'onde Lg a été estimée. A 1 Hz, la diffraction des ondes sur des hétérogénéités de petite échelle est le mécanisme prépondérant dans l'extinction des Lg. Néanmoins, l'anélasticité ne semble pas devoir être négligée, car le facteur de qualité intrinsèque de la croûte dans l'Altiplano est faible (200).

Or, l'anélasticité du milieu, ainsi que la présence de diffracteurs, sont la cause de dispersion des vitesses de propagation des ondes (Azimi et al., 1968; Liu et al., 1976; Aki et Richards, 1980; Yamashita, 1990; Kawahara et Yamashita, 1992; Murai et al., 1995). Cependant, compte tenu de la différence d'échelle entre les longueurs d'onde qui révèlent indirectement la présence des hétérogénéités (3 km et moins), et celles des ondes de surface (plus de 30 km), la présence de ces diffracteurs n'a probablement pas ou peu d'incidence sur la vitesse de phase aux fréquences auxquelles on travaille dans l'analyse des ondes de surface.

L'anélasticité du milieu se traduit par la dispersion des vitesses de phase  $C(\omega)$  décrite par la relation:

$$C(\omega) = C(\omega_o) \cdot \left( 1 + \frac{1}{\pi \cdot Q_m} \ln \left( \frac{\omega}{\omega_o} \right) \right) \quad (3.18)$$

où  $Q_m$  est le facteur de qualité intrinsèque, indépendant de la fréquence, et  $C(\omega_o)$  est la vitesse de phase à une pulsation  $\omega_o$  (Azimi et al., 1968; Liu et al., 1976; Aki et Richards, 1980). Sipkin et Jordan (1979) ont observé que le facteur de qualité des ondes S est effectivement globalement constant sur une gamme de périodes comprises entre 1 et 1000 s.

A la lumière de ces remarques, il apparaît que la dispersion des vitesses de phase des ondes de surface dans les Andes Centrales n'est peut être pas uniquement le résultat des variations des paramètres élastiques avec la profondeur. Pour estimer l'influence de l'atténuation sur la dispersion des vitesses de phase, nous pouvons introduire dans l'équation 3.18 la valeur minimale estimée pour  $Q_s$  intrinsèque dans la croûte sous l'Altiplano, soit 200. Mais, pour garantir l'indépendance de cette estimation par rapport à notre évaluation des valeurs de  $Q$  intrinsèque et  $Q$  diffraction dans  $Q$  apparent, nous avons également testé l'influence de la plus faible valeur de  $Q$  apparent mesurée dans le chapitre 2, soit 50. Dans le manteau, Myers et al. (1998) proposent un facteur de qualité apparent des ondes S de 200 sous l'Altiplano. Le facteur de qualité intrinsèque ne peut donc être inférieur à cette valeur. Sur la figure 3.11 sont représentées les variations de vitesses de phase avec la période dans des milieux atténuants pour différentes valeurs d'absorption anélastique. Ces courbes ont été calculées à partir de la relation 3.18 pour



une vitesse de référence de 3.47 km/s à 1 Hz. Les valeurs de  $Q$  intrinsèque correspondent à des situations extrêmes dans lesquelles le milieu est soit très atténuant ( $Q_{int}=50$ ), soit peu atténuant ( $Q_{int}=1000$ ). Ces valeurs sont représentatives de la variation du facteur de qualité dans les Andes Centrales tous mécanismes d'atténuation confondus (absorption ou diffraction).

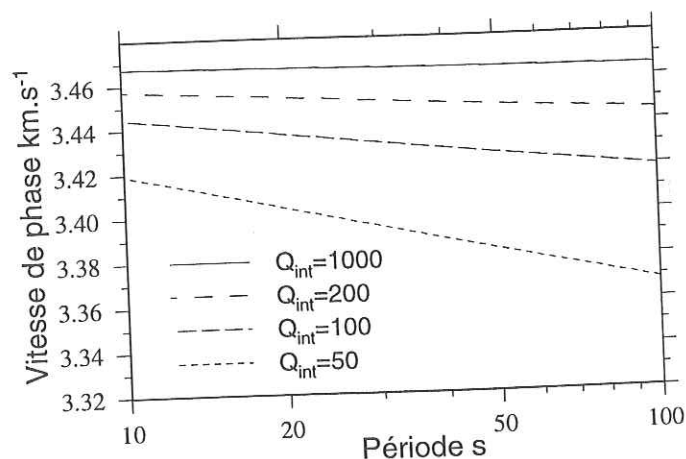


FIG. 3.11 – Vitesse de phase d'une onde se propageant dans un milieu homogène atténuant, pour différentes valeurs de facteur de qualité intrinsèque. La vitesse de propagation à 1 Hz est de 3.47 km.s<sup>-1</sup>

On constate sur la figure 3.11 que plus l'anélasticité du milieu est importante, plus la dispersion est grande. Pour une période de 20 s et  $Q_{int}=50$ , la variation relative de la vitesse de phase par rapport à la vitesse de référence atteint 2%. Considérons maintenant les implications de ces résultats sur la détermination de la vitesse de phase du mode fondamental de l'onde de Rayleigh. Sur la figure 3.12 sont présentées à gauche les courbes de dispersion théoriques de R1 calculées pour différents niveaux d'anélasticité dans le modèle de vitesse de droite. Les calculs ont été effectués à l'aide des programmes de Herrmann (1987). Pour des valeurs de  $Q_{int}$  de l'ordre de 50, l'effet de l'anélasticité sur la vitesse de phase n'est pas négligeable, surtout à longues périodes, et une correction pourrait être apportée. Rappelons toutefois que 50 est la valeur minimale que nous avons mesurée pour  $Q$  apparent et que nous considérons que  $Q$  intrinsèque ne constitue qu'une faible partie de ce  $Q$  apparent. Pour la valeur minimale du facteur de qualité intrinsèque mesurée dans l'Altiplano ( $Q_{int}=200$ ), la modification reste minime en comparaison des incertitudes sur nos mesures (figure 3.10). En conséquence, aucune correction liée à l'anélasticité ne sera apportée à la mesure des vitesses de phase.

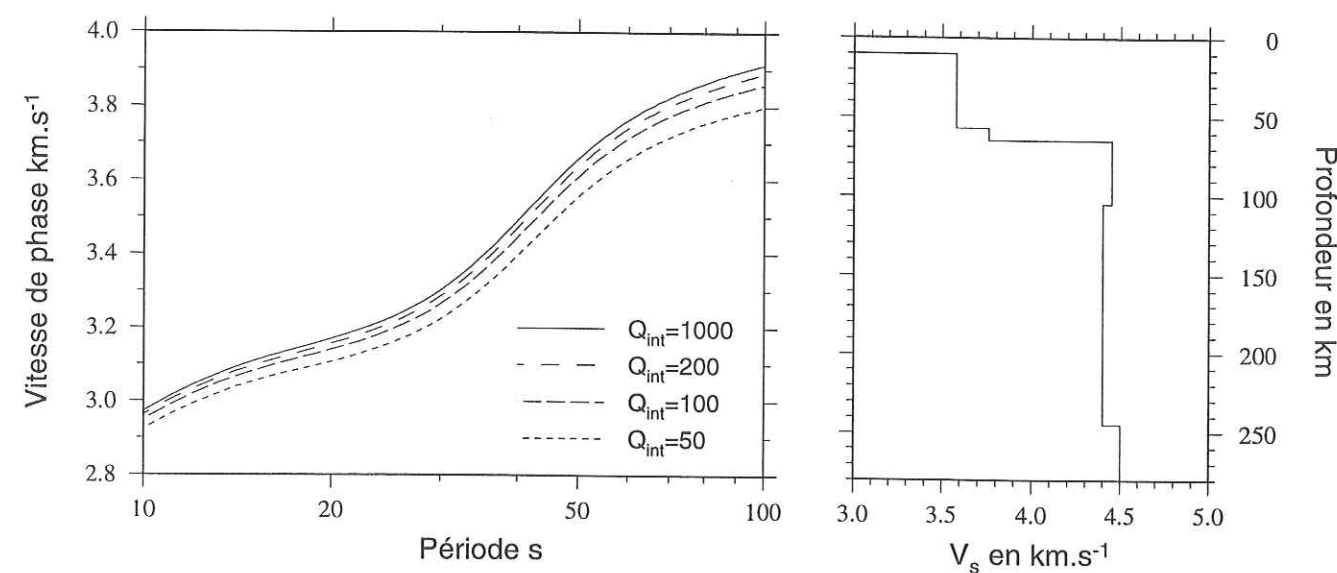


FIG. 3.12 – A gauche, courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh calculées dans un modèle de vitesse représenté à droite, pour différentes valeurs d'absorption anélastique.

### 3.5 Inversion des courbes de dispersion des ondes de surface

A partir des courbes de dispersion et de leurs incertitudes, nous cherchons à obtenir l'ensemble des modèles de vitesse pour lesquels les courbes de dispersion théoriques de R1 et G1 sont compatibles avec les observations.

#### 3.5.1 Méthode

Une inversion globale du problème est irréaliste. Elle serait trop coûteuse en temps compte tenu du nombre de modèles à tester. On lui préfère l'approche proposée par Shapiro (1996). La première étape consiste à effectuer une inversion linéarisée des courbes de dispersion (Herrmann, 1987). Ceci est réalisé afin d'obtenir un modèle de vitesse pour lequel l'écart entre les courbes de dispersion calculées et observées est très faible. Dans la seconde étape, les paramètres de ce modèle initial ( $V_s$  et les profondeurs des interfaces) vont être aléatoirement modifiés au cours d'une inversion semi-globale. Ne sont conservés que les modèles pour lesquels les courbes de dispersion calculées sont incluses dans le domaine de confiance des courbes de dispersion observées. Les valeurs de la densité et du coefficient de Poisson restent, elles, constantes. Ceci ne



pose pas de problème particulier car la sensibilité de la vitesse de phase des ondes de surface à  $V_p$  et à  $\rho$  (densité) est faible comparée à celle sur  $V_s$ . A partir de la mesure des temps d'arrivée des ondes P, Ps et PpPms, Beck et al. (1996) ont déterminé une valeur du coefficient de Poisson  $\sigma$  de 0.25 pour la croûte de l'Altiplano. Pour l'ensemble des inversions que nous effectuerons, sauf exceptions qui seront mentionnées, nous fixerons  $\sigma = 0.25$ , soit un rapport  $V_p/V_s$  de 1.73. Les variations des paramètres sont restreintes à chaque itération. Deux types de recherche des solutions ont été effectués suivant nos besoins: (1) une recherche dans l'espace des modèles en ne s'écartant que "lentement" du modèle initial, et (2) une recherche des solutions dans laquelle les variations à chaque itération sont grandes, pour sonder plus rapidement un domaine plus large dans l'espace des solutions. Lorsque peu de modèles ont été obtenus en appliquant le second type de recherche, nous avons fait une recherche plus fine autour du modèle initial.

Shapiro (1996) a montré que le choix du nombre de paramètres à inverser est très important. Il convient de ne pas inverser un trop grand nombre de paramètres sous peine de ne pouvoir résoudre quoi que ce soit. Par conséquent, nous choisirons de ne représenter la structure en vitesse que par un petit nombre de couches.

### 3.5.2 Contraintes a priori sur les modèles

L'inversion des courbes de dispersion du mode fondamental R1 et G1 ne permet pas de résoudre parfaitement la structure en vitesse de la lithosphère. Aussi, sur la base des résultats obtenus par de précédentes études géophysiques, des contraintes a priori sur les modèles de vitesse ont été ajoutées à l'inversion de façon à exclure les modèles qui paraissent trop irréalistes. Dans un souci de ne pas diriger la solution en imposant des contraintes trop restrictives d'une part, et d'autre part dans le but d'exploiter au maximum l'information contenue dans nos données, l'apport d'information s'est fait en deux étapes: inversion semi-globale avec contraintes a priori et tri a posteriori basé sur des contraintes plus sévères pour obtenir des modèles raisonnables. Le détail des contraintes qui ont été utilisées sur les modèles, qu'elles soient faites a priori ou a posteriori, sera présenté au cas par cas, exception faite des contraintes sur les vitesses dans le manteau supérieur.

### 3.5.3 Vitesse dans le manteau

La mesure de la vitesse apparente de l'onde Sn est une mesure directe (au pendage de l'interface croûte-manteau près) de la vitesse des ondes S dans le manteau qui est souvent utilisée pour contraindre les modèles de vitesse. Aucune référence n'a été trouvée à ce propos pour les Andes Centrales, et par ailleurs, nous n'avons pas observé d'onde Sn sur les enregistrements

des séismes crustaux pour réaliser cette estimation nous-même.

A notre connaissance, l'unique détermination de  $V_s$  dans le manteau supérieur des Andes Centrales a été faite par Myers et al. (1998) par inversion des temps d'arrivée des ondes P et S pour des séismes locaux ( $V_s=4.6$  km/s dans l'Altiplano). Cependant, la résolution de l'image tomographique sur  $V_s$  n'est pas très bonne. Cette valeur n'a donc pas été utilisée comme contrainte a priori.

Nous avons cherché à définir une gamme de valeurs de  $V_s$  dans le manteau supérieur qui paraisse raisonnable au regard de précédentes observations dans différentes régions. Le tableau ci-dessous présente une liste non exhaustive des vitesses de propagation de Sn observées dans différentes parties du monde.

Lieu	Sn (km/s)	Référence
Bouclier africain	4.55-4.72	Gumper et Pomeroy (1970)
Inde	4.72	Huestis et al.(1973)
Inde	4.69	Ni et Barazangi (1983)
Bouclier canadien	4.75	Brune et Dorman (1963)
Plateau tibétain	4.73	Ni et Barazangi (1983)
Tien Shan	4.64	Ni et Barazangi (1983)
Himalaya	4.74	Ni et Barazangi (1983)
Basin and Range	4.4-4.5	Eaton (1980)

Les vitesses observées de l'onde Sn sont comprises entre 4.4 et 4.75 km/s. Ces deux valeurs ont été obtenues pour des cas limites dans lesquels la lithosphère est soit chaude et amincie (Basin and Range), soit froide et épaisse (bouclier canadien). En considérant que la lithosphère sous les Andes Centrales est un cas intermédiaire, on supposera que la vitesse des ondes S juste sous le Moho est comprise entre les deux limites précédemment citées.

## 3.6 Résultats: modèles de $V_s$ sous les Andes Centrales

Les vitesses de phase du mode fondamental des ondes de Love et des ondes de Rayleigh ont été déterminées pour l'ensemble des couples de stations situées à proximité l'une de l'autre. Les résultats obtenus varient très fortement suivant le couple de stations considéré. Ces changements reflètent des variations latérales dans la structure de la croûte en  $V_s$ . Aussi, à partir de l'ensemble des couples de stations pour lesquels la mesure de la courbe de dispersion de R1



ou G1 a été possible, nous avons tenté de régionaliser les vitesses de phase au travers des Andes Centrales. Cette étape, qui doit nous permettre de mieux caractériser le milieu, est importante afin de respecter l'hypothèse d'une propagation de l'onde de surface dans un milieu latéralement homogène. Les regroupements des couples de stations qui ont été effectués seront explicités en détail dans les paragraphes suivants. Compte tenu des résultats obtenus lors de l'étude de la propagation des ondes Lg, qui, je le rappelle, mettent en évidence des variations latérales du facteur de qualité au travers des Andes Centrales et dans l'Altiplano, une attention plus particulière a été portée aux observations relatives à l'Altiplano et à la zone de Los Frailes. Les couples de stations associés aux différentes régions sont présentés sur la figure 3.13 au moyen de différentes couleurs. Comme le montre cette figure, chaque mesure a été obtenue pour un trajet "pur" localisé en intégralité dans une seule unité morphotectonique. De plus, il n'y a pas de zone de recouvrement des régions échantillonnées. Notons pour terminer que la vitesse de phase n'a pas pu être déterminée de façon satisfaisante dans la cordillère occidentale par manque de données.

En utilisant les programmes écrits par Herrmann (1987), nous avons calculé les courbes de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love dans un modèle dit de référence. Ce modèle a déjà été illustré sur la figure 3.2; c'est un modèle composite réalisé à partir de deux autres modèles. Dans la croûte, nous avons considéré un modèle proche de celui proposé par Zandt et al. (1996) pour l'Altiplano. Il a été obtenu en modélisant les formes d'ondes des fonctions récepteurs pour deux séismes profonds situés sous les Andes Centrales et enregistrés aux stations BANJO et SEDA localisées sur le plateau (figures 3.14 et 3.15). D'après ces auteurs, les vitesses qu'ils ont obtenues dans le manteau supérieur ne sont pas contraintes. C'est pourquoi une autre source d'information a été choisie pour le profil de vitesse du manteau. Il correspond à celui obtenu par James (1971) par inversion des courbes de dispersion des ondes de surface pour un trajet inter-stations dans l'Altiplano entre Cuzco et La Paz. En toute rigueur, ce modèle n'a de sens que pour la région de l'Altiplano. Néanmoins, dans le but de pouvoir comparer plus facilement les courbes de dispersion d'une région à l'autre, nous utiliserons ce modèle comme référence sur l'ensemble des Andes Centrales. Les différences entre les courbes de dispersion calculées dans le modèle de référence et celles observées seront utiles pour se faire une idée des différences entre la structure en vitesse du milieu échantillonné par les ondes de surface et celle du modèle de référence.

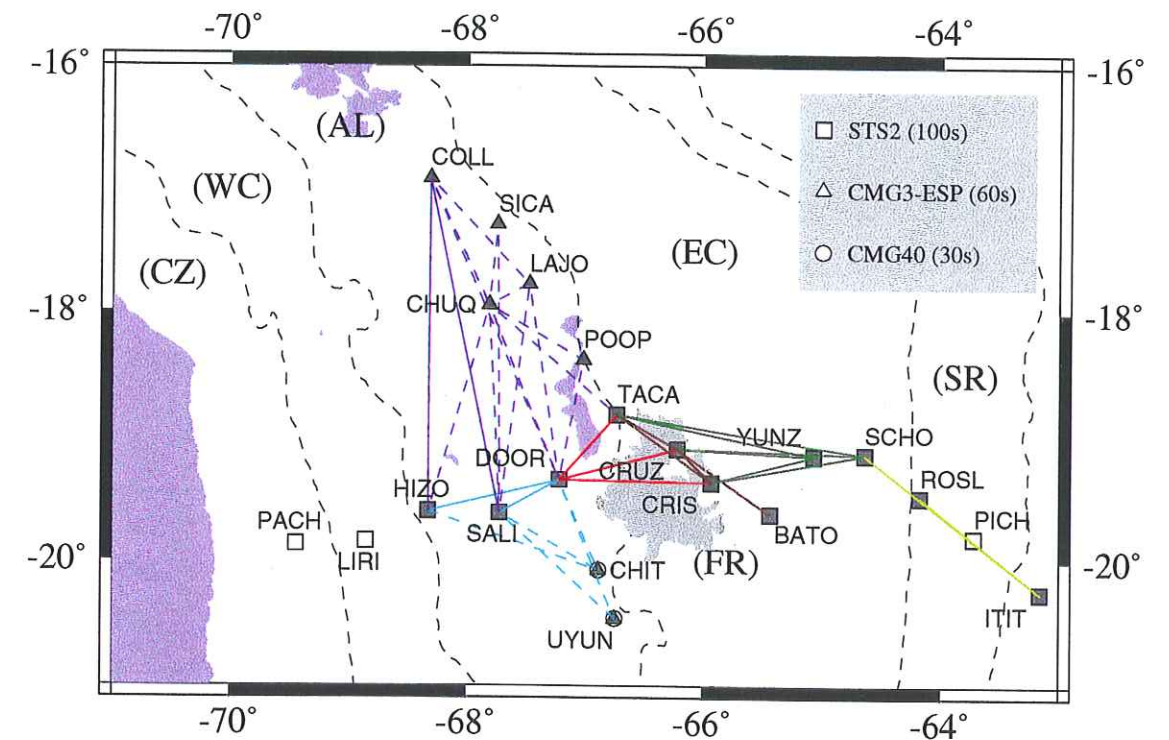


FIG. 3.13 – Localisation des stations des réseaux BANJO et SEDA. Les trajets le long desquels nous avons effectué les mesures de vitesse de phase sont représentés. Les lignes noires en pointillés séparent les différentes zones morpho-tectoniques de la chaîne qui sont, d'Ouest en Est: (CZ) Zone Côtière, (WC) Arc volcanique ou Cordillère Occidentale, (AL) le haut plateau de l'Altiplano-Puna, (EC) Cordillère Orientale et (SR) Zone Subandine. Au centre de la figure, la région de Los Frailes (FR) est indiquée en grisé.



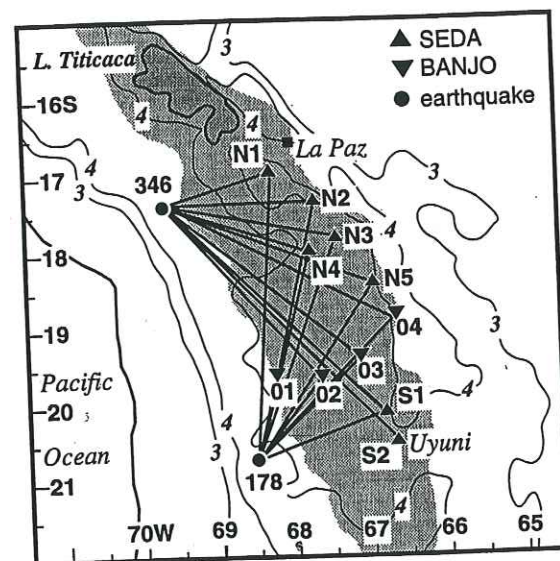


FIG. 3.14 – Trajets des rais pour deux séismes intermédiaires enregistrés aux stations des réseaux BANJO et SEDA. Figure extraite de Zandt et al. (1996).

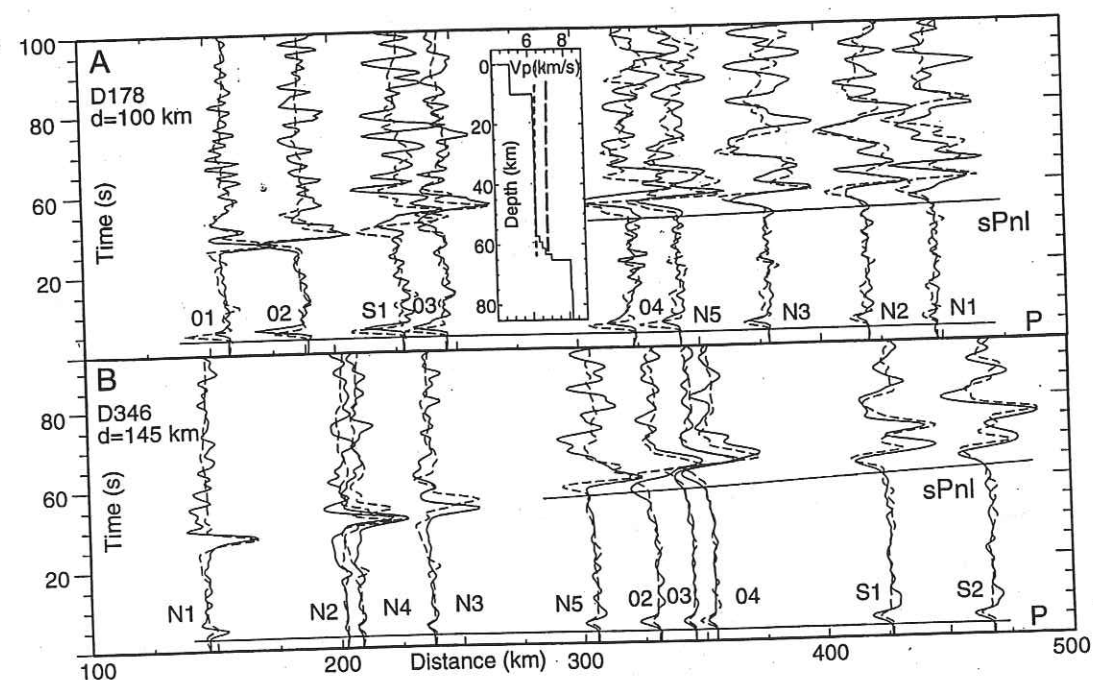


FIG. 3.15 – Comparaison des enregistrements (trait plein) et des synthétiques (en pointillé) pour les deux séismes intermédiaires et les stations localisés sur la figure 3.14. Le modèle final en vitesse d'ondes P est représenté dans l'encadré au centre de la figure. Figure extraite de Zandt et al. (1996).

### 3.6.1 L'Altiplano

#### La région "Altiplano Est-Ouest"

Cette région recouvre la partie occidentale de l'Altiplano à 20°S. Elle est définie comme étant celle échantillonnée par les ondes de surface qui se propagent entre les couples de stations HIZO-DOOR et SALI-DOOR (figure 3.13, trait plein bleu ciel). Malgré sa localisation sur l'Altiplano, le couple de stations DOOR-TACA n'a pas été associé avec les deux couples cités précédemment, ceci en raison des différences de vitesse de phase observées. Le couple DOOR-TACA a été inclu dans la région dite de "Los Frailes". La liste des séismes utilisés pour chacun des deux couples de stations, ainsi que les angles entre les directions source - station 1 et station 1 - station 2 sur le grand cercle, sont présentés dans la table 3.4. Les localisations des séismes ont été tracées sur la figure 3.16 de droite. La mesure de la vitesse de phase semble fiable compte tenu de la bonne répartition en distance des séismes, de leur localisation dans le prolongement occidental et oriental du profil, et du fait que la variabilité des écarts au back-azimut théorique ne se traduit pas par une dispersion des mesures.

Les vitesses de phase du mode fondamental de l'onde de Rayleigh ont été mesurées entre 17 et 85 s (figure 3.16). La résolution de la courbe de dispersion n'est bonne que pour des périodes inférieures à 70 s. Les vitesses de phase pour le mode fondamental de l'onde de Love ont été déterminées pour des périodes comprises entre 10 et 75 s. Compte tenu des incertitudes sur la mesure, ce résultat ne sera pas commenté même s'il sera pris en compte dans les inversions. Pour des périodes inférieures à 50 s, les vitesses de phase obtenues pour R1 sont significativement plus faibles que celles calculées dans le modèle de référence. La croûte de l'Altiplano apparaît donc plus lente que le modèle de référence.

Après avoir fait plusieurs essais, nous avons choisi d'inverser les courbes de dispersion pour un modèle de vitesse à quatre couches, trois dans la croûte et une dans le manteau, et un demi-espace. La première couche représente les bassins sédimentaires de l'Altiplano. Même si l'absence de mesure pour des périodes inférieures à 15 secondes exclue la possibilité de résoudre la vitesse dans cette couche, il est important de comprendre si la lenteur apparente de la croûte peut s'expliquer uniquement par la présence de ces sédiments. C'est le modèle de référence qui a été utilisé comme modèle initial de l'inversion.

Les inversions ont été réalisées en deux étapes selon un schéma décrit au paragraphe 4.5. A chaque itération de l'inversion semi-globale, la vitesse des ondes S de chaque couche a été modifiée aléatoirement dans la gamme -0.6 à 0.6 km/s. Quant à la variation maximale de la



Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9405260826-GIBRALTAR	DOOR	SALI	+13	R1
9407140009-VANUATU	SALI	DOOR	+1	R1
9408291736-ATLRIDGE	DOOR	SALI	-13	G1
	DOOR	HIZO	+2	R1 - G1
9409030902-EASTERISL	SALI	DOOR	-4	R1 - G1
	HIZO	DOOR	+12	R1 - G1
9505180006-ATLRIDGE	DOOR	SALI	-12	R1 - G1
	DOOR	HIZO	+3	R1
9505290729-SANTACRUZ	SALI	DOOR	-4	G1
	HIZO	DOOR	+12	R1 - G1
9506150015-GREECE	DOOR	SALI	+7	G1
9506250210-NEWIRELAND	SALI	DOOR	-2	G1
	HIZO	DOOR	+13	R1 - G1
9409012050-TONGA	HIZO	DOOR	-9	R1
9409230759-BISMARCK	HIZO	DOOR	+15	R1
9411041012-TONGA	HIZO	DOOR	+8	R1

TAB. 3.4 – Liste des événements et des couples de stations qui ont été utilisés pour déterminer la vitesse de phase de la région "Altiplano EW".

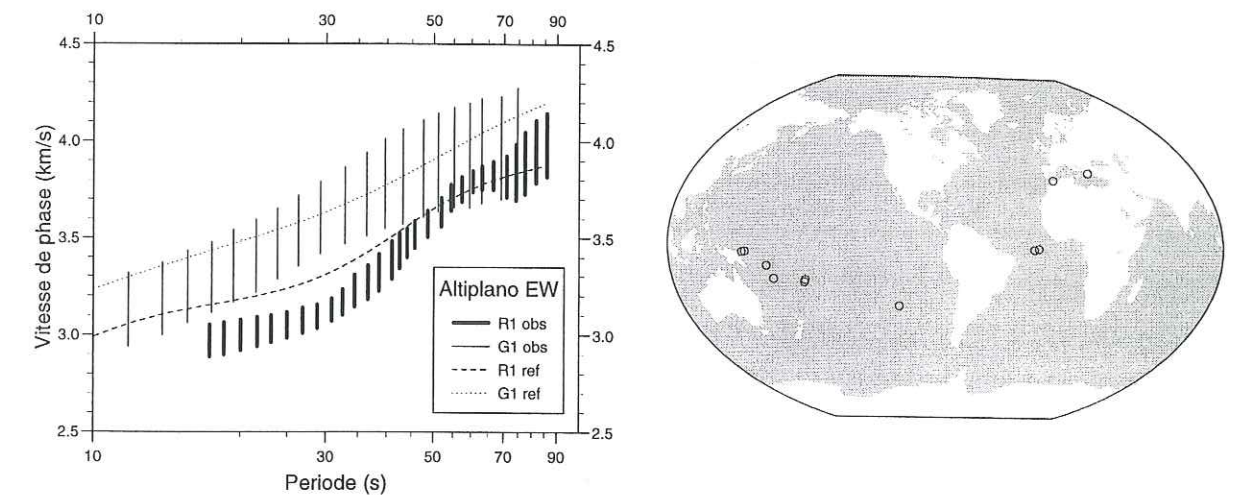


FIG. 3.16 – A droite, courbes de dispersion en vitesse de phase mesurées dans l' "Altiplano EW" pour les modes fondamentaux de l'onde de Rayleigh (R1 obs) et de l'onde de Love (G1 obs). Les courbes de dispersion correspondant au modèle de la figure 3.2 (R1 ref et G1 ref) sont aussi représentées à titre de référence. A gauche, carte montrant la localisation des séismes utilisés pour la mesure.

profondeur de chaque interface à chaque itération, elle a été restreinte en valeur absolue à 2 km pour la première interface, 3 pour la seconde, 4 pour la troisième et 5 pour la dernière. Les premiers essais ont montré que l'épaisseur de la croûte ainsi que la vitesse dans le manteau supérieur ne sont pas des paramètres bien résolus par l'inversion. Leurs grandes fluctuations nuisent à l'ensemble de l'inversion, aussi des contraintes a priori ont été définies pour éliminer les modèles qui ne paraissent pas raisonnables au regard des connaissances a priori sur la structure. En ce qui concerne les contraintes sur les vitesses dans la couche juste sous le Moho, elles ont déjà été présentées au paragraphe 3.5.3:

$$4.4 \text{ km/s} < V_s(\text{Moho}) < 4.75 \text{ km/s} \quad (3.19)$$

Par analyse des fonctions récepteurs crustales, Beck et al. (1996) ont montré que l'épaisseur de la croûte de l'Altiplano Bolivien à la latitude de 20°S est comprise entre 60 et 65 km. Toutefois, cette estimation dépend d'hypothèses sur la vitesse moyenne des ondes P et des ondes S dans la croûte. En effet, la relation qui lie l'épaisseur de la croûte, H, et le délai entre l'onde P directe et la convertie S au Moho,  $\delta_{Ps-P}$ , s'écrit:

$$\delta_{Ps-P} = \frac{H}{\bar{V}_P} \cdot \left( \frac{\bar{V}_P}{\bar{V}_S} \cos j - \cos i \right) \quad (3.20)$$

où j et i sont les angles d'incidence au Moho des ondes Ps et P, et  $\bar{V}_P$  et  $\bar{V}_S$  les vitesses moyennes des ondes P et S dans la croûte. La différence entre  $\cos j$  et  $\cos i$  est faible et peut être considérée



comme un terme de second ordre pour le calcul de l'épaisseur de la croûte (Zandt et al., 1995). Beck et al. (1996) ont estimé de façon indépendante une valeur du coefficient de Poisson de 0.25 dans l'Altiplano ( $V_p/V_s=1.73$ ). En revanche, ils ont fait l'hypothèse que la vitesse moyenne des ondes P dans la croûte est comprise entre 6 et 6.25 km/s. Or, l'observation de la courbe de dispersion de R1 (figure 3.16) met en évidence le fait que la structure en vitesse de la croûte est plus lente que celle du modèle de référence pour lequel  $\bar{V}_P$  vaut 6. km/s. On ne peut donc pas se contenter d'introduire la contrainte sur la profondeur apportée par Beck et al. (1996). Nous avons décidé de recalculer pour chaque modèle obtenu dans l'inversion, l'épaisseur crustale associée au délai  $\delta_{Ps-P}$  mesuré par Beck et al. (1996) avec la valeur de  $\bar{V}_S$  résultant de l'inversion et avec un rapport  $V_p/V_s$  de 1.73. C'est la valeur du délai  $\delta_{Ps-P}$  observée à la station SALI qui a été utilisée ( $\delta_{Ps-P} = 8.1$  s soit  $H = 63$  km avec  $\bar{V}_P=6$  km/s d'après Beck et al., 1996). Cette station occupe une position centrale dans le mini-réseau HIZO-SALI-DOOR, ainsi pour des variations de la géométrie du Moho de grandes longueurs d'onde, l'estimation de l'épaisseur crustale à cette station s'apparente à celle de sa valeur moyenne sur le mini-réseau. N'ont été conservés que les modèles pour lesquels la différence entre l'épaisseur crustale effective du modèle,  $H_e$ , et celle prédite pour expliquer le délai  $\delta_{Ps-P}$ ,  $H$ , est inférieure à 3 km. Par exemple, pour  $V_p=6.0$  km/s,  $H_e$  doit être compris entre 60 et 66 km alors que pour  $V_p=5.6$  km/s, elle doit être comprise entre 55 et 61 km. La structure en vitesse sur les premiers kilomètres n'est pas contrainte parce qu'aucune mesure à très courtes périodes n'a pu être effectuée. Pour modéliser une couche sédimentaire, nous avons seulement contraint la vitesse S dans la première couche à rester inférieure à 3.2 km/s.

L'ensemble des modèles qui ont été obtenus par inversion simultanée des courbes de dispersion en vitesse de phase de R1 et de G1 sont présentés sur la figure 3.17. Les modèles ont été séparés en deux groupes en fonction de la présence ou non d'une zone à moindre vitesse en base de croûte. Seule la partie correspondant à la croûte a été représentée car, en dépit des contraintes a priori sur les modèles, la résolution dans le manteau est mauvaise. Pour chaque groupe, un modèle moyen a été calculé sur l'ensemble des modèles appartenant à ce groupe. Ce modèle moyen est tracé en trait plein noir sur la figure 3.17. Il faut noter que le modèle moyen n'est pas nécessairement une solution de l'inversion.

L'observation des deux groupes de modèles de vitesse, avec et sans zone à moindre vitesse dans la croûte, montre que l'incertitude sur la structure à une profondeur de 20 km se traduit aussi par une incertitude sur celle à 50 km. Prenons par exemple le cas des modèles avec une zone à moindre vitesse dans la croûte inférieure. Les plus fortes vitesses en surface sont compensées en profondeur par des vitesses plus faibles. Dans ces conditions, une amélioration

de la résolution des vitesses dans la croûte inférieure pourrait être obtenue en apportant des contraintes supplémentaires sur la structure en vitesse entre 10 et 20 km de profondeur. Pour tenter d'obtenir des mesures à plus courtes périodes, nous avons élargi notre région d'étude en considérant d'autres couples de stations localisés sur l'Altiplano à proximité de HIZO, SALI et DOOR. Nous verrons dans le paragraphe suivant que les vitesses de phase obtenues au nord de la latitude 20°S diffèrent quelque peu de celles obtenues pour la région "Altiplano EW". Les régions plus au nord ne peuvent donc pas être regroupées avec celle-ci. Les stations UYUN et CHIT ont été intégrées avec les stations de la région "Altiplano EW", formant ainsi la région "Composite EW" (ensemble des trajets de couleur bleu ciel sur la figure 3.13). En raison de la faible valeur de la fréquence de coupure des capteurs CMG-40 qui équipent les stations CHIT et UYUN, les vitesses de phase n'ont pu être déterminées qu'aux périodes inférieures à 30 s. Seul le mode fondamental de l'onde de Rayleigh a pu être identifié. L'intervalle de recouvrement des mesures de vitesse de phase entre les couples HIZO-DOOR et SALI-DOOR d'une part, et UYUN-SALI, UYUN-DOOR, CHIT-HIZO, CHIT-SALI et CHIT-DOOR d'autre part est très faible.



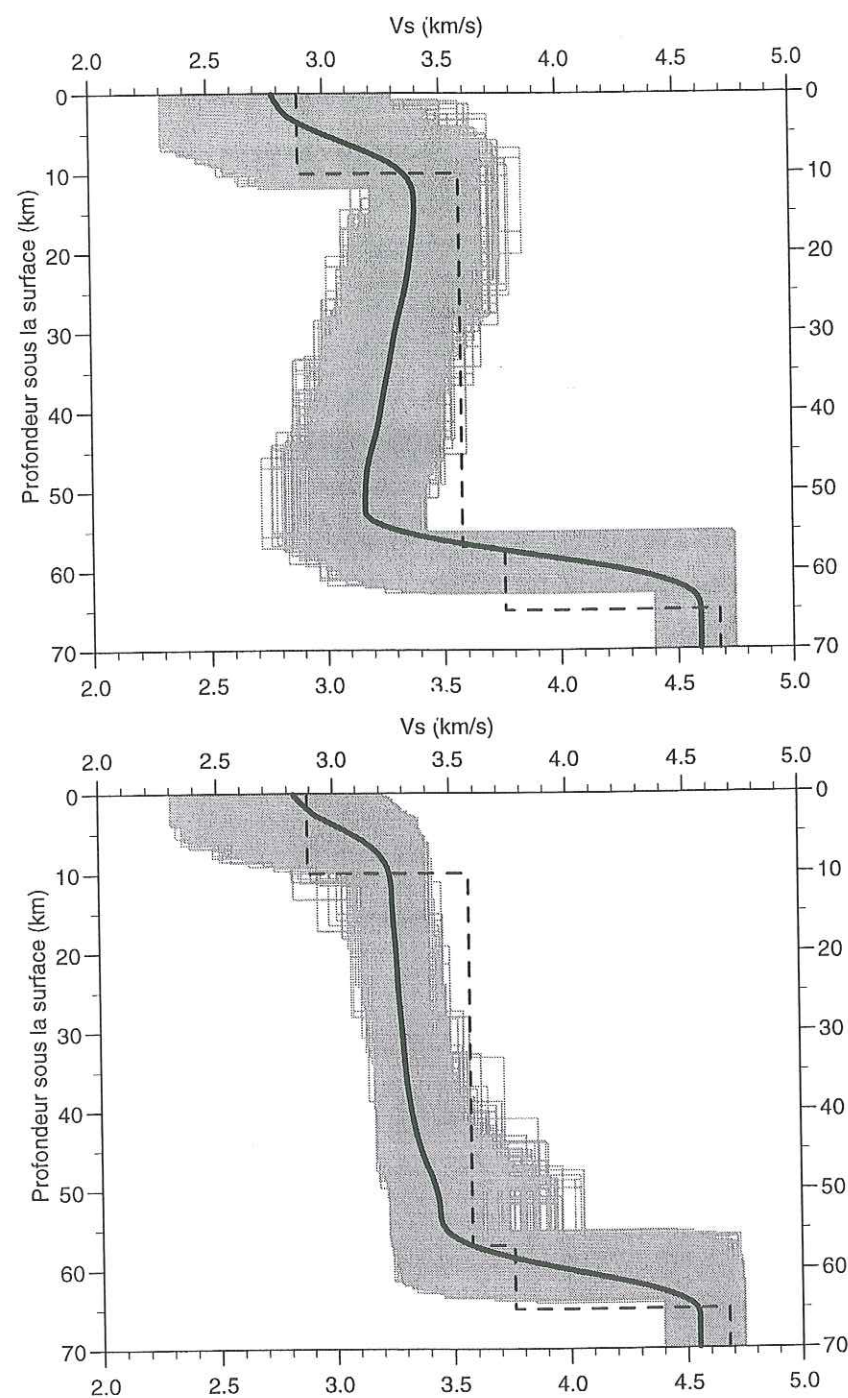


FIG. 3.17 – En gris, ensemble des modèles obtenus pour le profil "Altiplano EW" par inversion simultanée des courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Love et Rayleigh. Les contraintes a priori qui ont été appliquées sont décrites dans le texte. Les modèles ont été séparés en fonction de l'existence (en haut) ou non (en bas) d'une zone à moindre vitesse en base de croûte. Le trait noir continu correspond au modèle moyen calculé sur l'ensemble des modèles. Le trait en pointillé correspond au modèle de vitesse de l'Altiplano proposé par Zandt et al. (1996).

Par conséquent, même si les valeurs de la vitesse de phase dans cet intervalle sont semblables, l'homogénéité du milieu sur l'ensemble de la région "Composite EW" reste hypothétique. Ce regroupement des stations a toutefois permis d'étendre les mesures jusqu'à des périodes de 12 s (figure 3.18). Malgré tout, il ne nous a pas permis d'améliorer suffisamment nos mesures pour espérer contraindre la structure à 15 km. Les inversions ne mettent en évidence aucune amélioration. En conséquence, elles ne seront pas présentées ici.

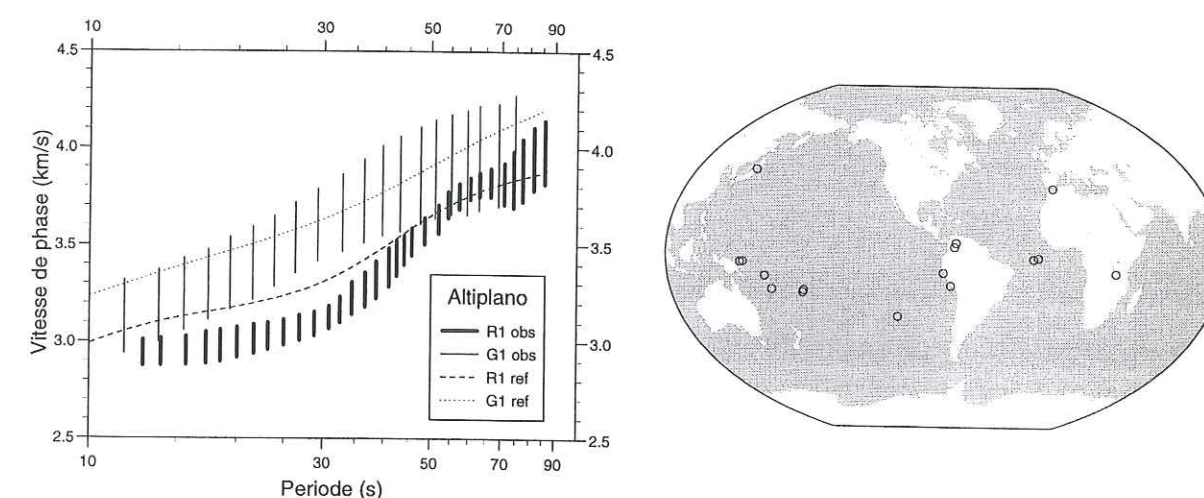


FIG. 3.18 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Composite EW".

Il est clair sur la figure 3.17 que l'existence d'une couche sédimentaire ne permet pas à elle seule de rendre compte de la lenteur de la vitesse moyenne dans la croûte qui était déjà bien visible sur les courbes de dispersion de la figure 3.16. Les vitesses sont faibles sur l'ensemble de la croûte. Les modèles obtenus par inversion ne sont pas en accord avec le modèle de Zandt et al. (1996) représenté en trait pointillé noir sur la figure 3.17. Pour les modèles ayant une zone à moindre vitesse, les vitesses en base de croûte sont nettement plus faibles dans nos modèles que dans celui de Zandt et al. (1996). Pour les autres modèles, ce sont les vitesses entre 10 et 30 km qui diffèrent.

Par ailleurs, nous avons aussi testé des modèles que S. Beck (communication personnelle) a obtenus en modélisant les formes d'ondes des fonctions récepteurs aux stations HIZO, SALI, DOOR. La figure 3.19 montre la comparaison entre les courbes de dispersion observées et les courbes de dispersion théoriques pour chacun des trois modèles. Seul celui associé à la station HIZO est compatible avec nos mesures de vitesse de phase dans la région "Altiplano EW", sauf peut-être aux plus courtes périodes. Cette différence est probablement due au fait que les fonctions récepteurs et la vitesse de phase à une période donnée ne sont pas sensibles aux mêmes paramètres. La forme d'onde des fonctions récepteurs est très sensible aux sauts de vitesse alors



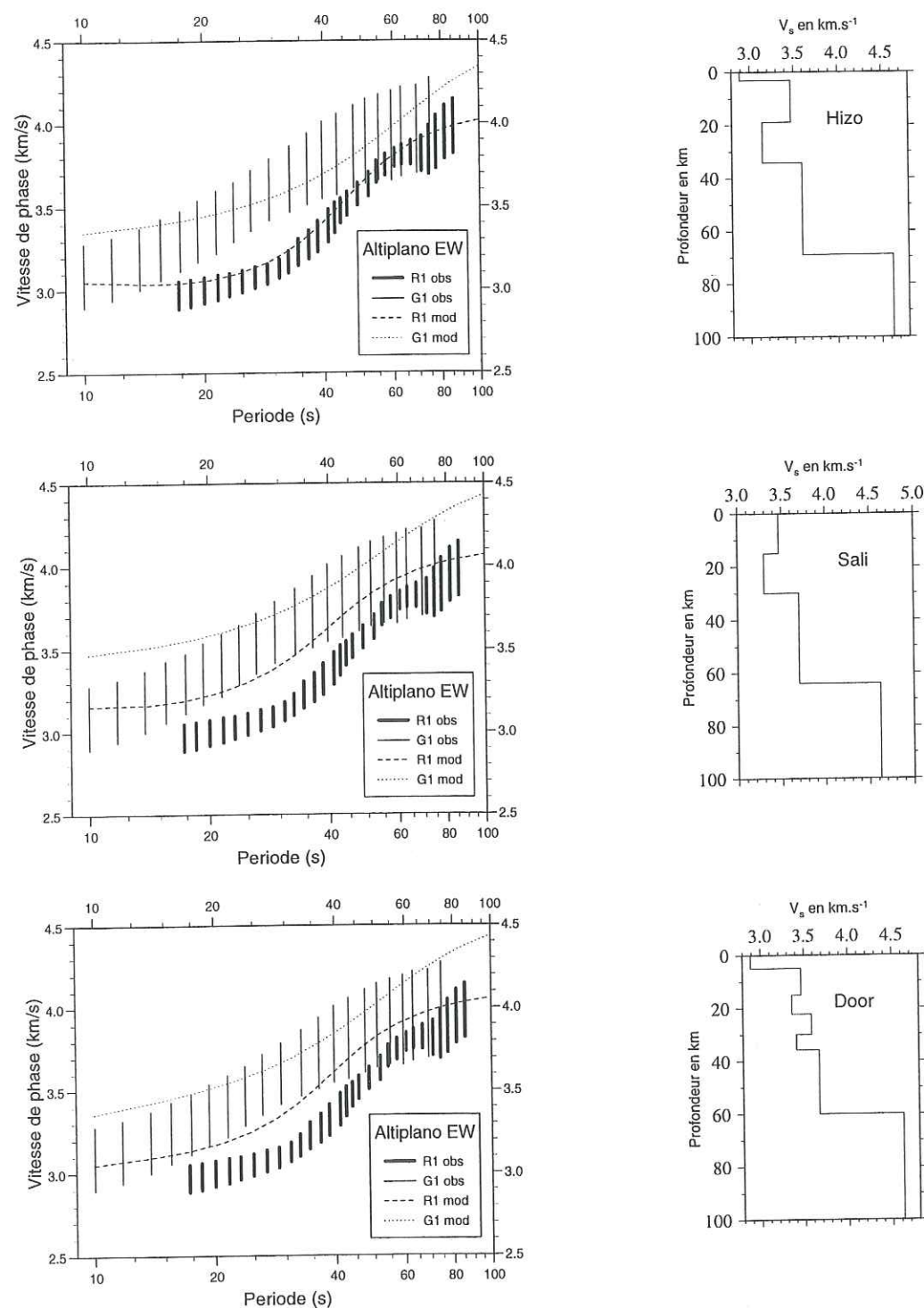


FIG. 3.19 – Comparaison entre les courbes de dispersion observées dans la région "Altiplano EW" et les courbes de dispersion théoriques pour des modèles proposés par S.Beck (communication personnelle).

que la vitesse de phase est sensible à la structure moyenne. Puisqu'il n'y a pas unicité du modèle qui peut expliquer les formes d'ondes des fonctions récepteurs, nous avons entrepris l'approche

opposée à celle que je viens de présenter. Il s'agit de tester nos modèles de vitesse obtenus par inversion des courbes de dispersion de R1 et G1 en calculant les fonctions récepteurs dans ces modèles avant de les comparer à celles observées. Seuls seront conservés les modèles issus de l'inversion des courbes de dispersion qui sont en accord avec les fonctions récepteurs. Ces calculs sont actuellement effectués par S. Beck et G. Zandt de l'Université d'Arizona.

### La région "Altiplano Nord-Sud"

La région "Altiplano Nord-Sud" est celle échantillonnée par les ondes de surface qui se propagent entre les couples de stations HIZO-COLL et SALI-COLL (figure 3.13, trait plein bleu marine). Les vitesses de phase du mode fondamental de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love ont été déterminées entre 10 et 40 s environ (figure 3.20). Seuls les enregistrements provenant de deux séismes localisés à peu près au même endroit ont été utilisés. Statistiquement, cette détermination n'est pas satisfaisante, cependant, les mesures ont été effectuées pour deux valeurs différentes (de signes opposés) du back-azimut (table 3.5). Au vu de la grande stabilité de la détermination, l'erreur due à une possible déflexion des rais par rapport au grand cercle n'est probablement pas trop importante.

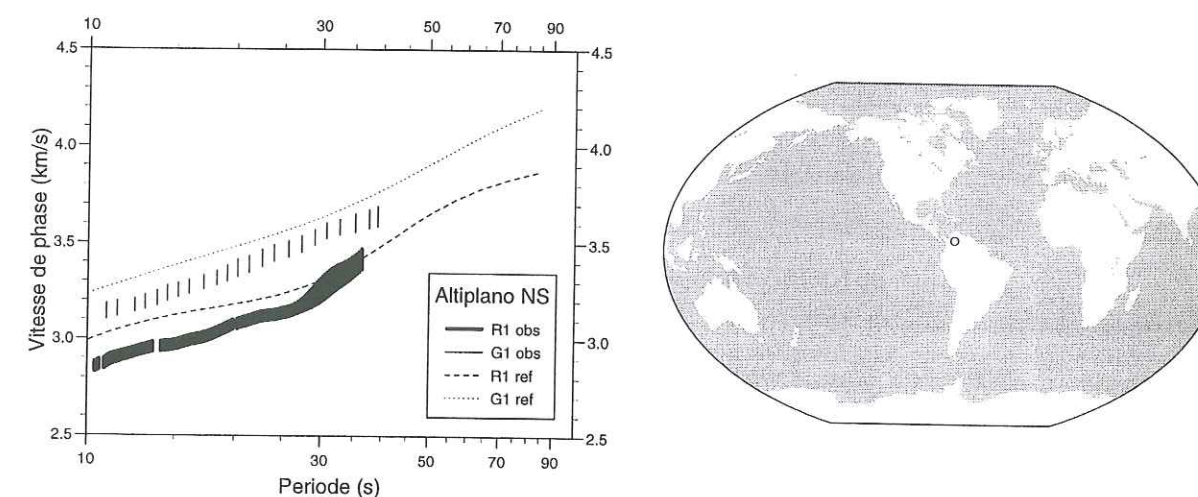


FIG. 3.20 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Altiplano NS".

Les vitesses de phase déterminées sur ce profil sont plus faibles que celles obtenues pour le modèle de référence. En revanche, elles sont légèrement plus fortes que celles obtenues pour la région "Altiplano EW", ce qui met en évidence des variations latérales de vitesses crustales sous l'Altiplano.

Le modèle de référence a été utilisé comme modèle initial de l'inversion, à la différence près qu'une seule couche a été impliquée pour modéliser le manteau. Ce choix se justifie par le fait



Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9405311741-COLOMBIA	COLL	HIZO	+9	R1
	COLL	SALI	-3	R1 - G1
9405312045-VENEZUELA	COLL	HIZO	+9	R1
	COLL	SALI	-3	R1 - G1

TAB. 3.5 – Même légende que le tableau 3.4 pour la région "Altiplano NS"

que les vitesses de phase n'ont été mesurées qu'à des périodes inférieures à 40 s. Les paramètres de l'inversion ainsi que les contraintes a priori sur les modèles sont inchangés, excepté pour la couche sédimentaire sur laquelle, cette fois-ci, aucune contrainte n'a été appliquée. Nous utilisons donc, là encore, la contrainte issue des mesures de  $\delta t_{Ps-P}$  issues des fonctions récepteurs crustales.

Les modèles obtenus sont représentés sur la figure 3.21. La structure superficielle est un peu mieux contrainte que celle de la région "Altiplano EW". C'est une conséquence directe de la bonne résolution de la vitesse de phase à courtes périodes tant pour R1 que pour G1. La vitesse moyenne calculée sur les dix premiers kilomètres est comprise entre 2.74 et 3.04 km/s. Alors que nous n'avons nullement interdit l'existence d'une croûte inférieure rapide, on voit sur la figure 3.21 (bas) que très peu de modèles correspondent à cette situation. Les vitesses en base de croûte sont en moyenne faibles. Le gradient de vitesse avec la profondeur est plus grand dans le cas du profil NS que dans la région "Altiplano EW". La figure 3.21 (haut) montre que, s'il existe une zone à moindre vitesse dans la croûte inférieure, elle est assez peu marquée, que ce soit en épaisseur ou en réduction de vitesse. Notons que cette observation est compatible avec les interprétations faites sur l'origine de l'atténuation des ondes Lg et Pg qui minimisent la quantité de fusion partielle dans la croûte, fusion partielle qui pourrait être la source d'une diminution importante de la vitesse en ondes S. Par ailleurs, la comparaison des deux groupes de modèles suggère que les modèles ayant une zone à moindre vitesse en base de croûte correspondent au cas limite où des vitesses trop rapides entre 10 et 25 km de profondeur sont compensées par des vitesses très faibles en profondeur. En conséquence, ces modèles ayant une zone à moindre vitesse en base de croûte apparaissent plus improbables. Les modèles que nous avons obtenus sont en bon accord avec celui proposé par Zandt et al. (1996). Néanmoins, l'épaisseur de la croûte est en moyenne plus faible de 5 km que celle proposée par ces auteurs. De même que pour la région précédente, les modèles issus des modélisations des formes d'ondes des fonctions récepteurs aux stations HIZO et SALI ne sont pas compatibles avec nos mesures

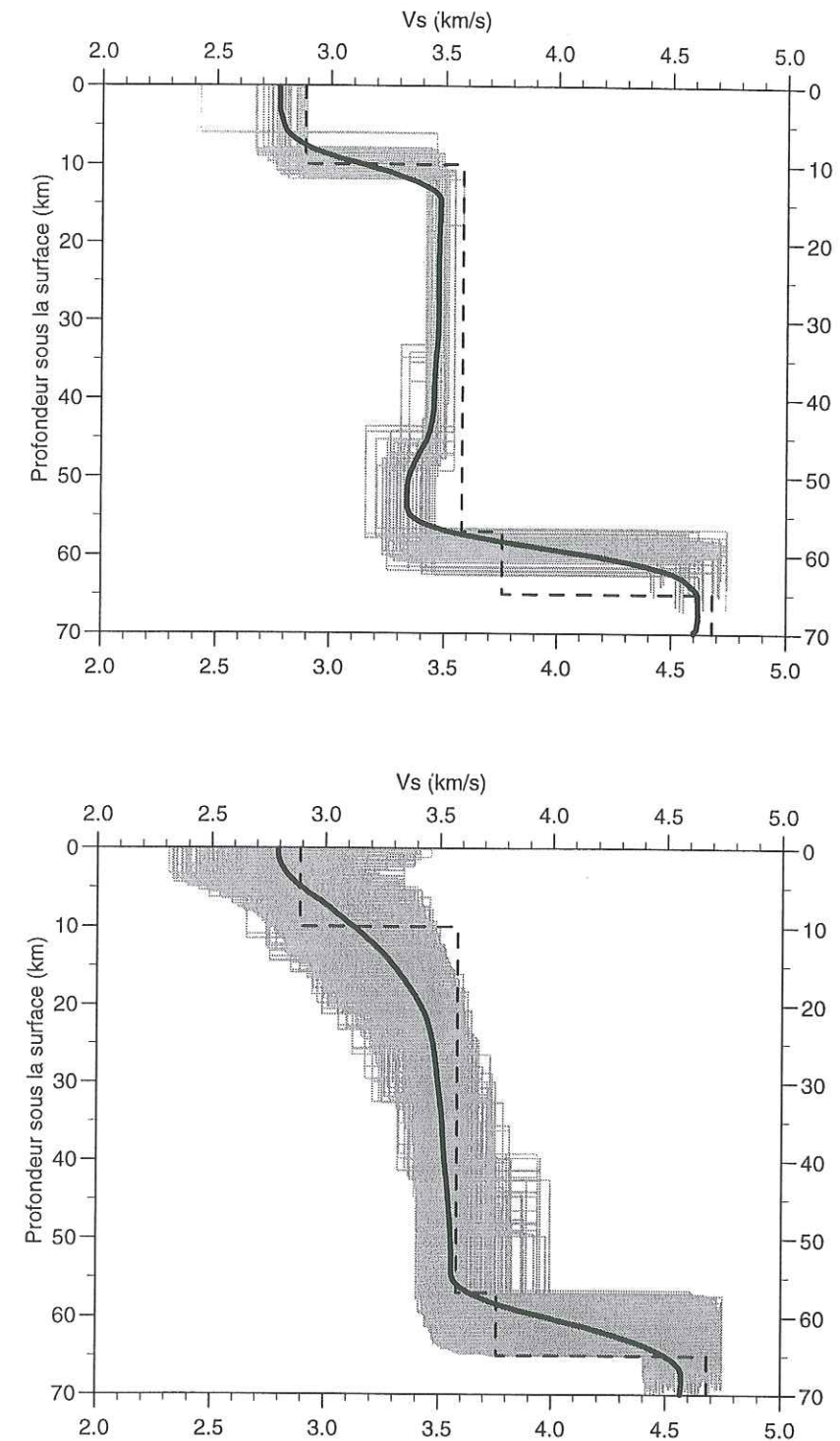


FIG. 3.21 – Modèles obtenus pour le profil "Altiplano NS". Même légende que celle de la figure 3.17.



(figure 3.22). Considérons maintenant l'ensemble des profils représentés en trait bleu marine

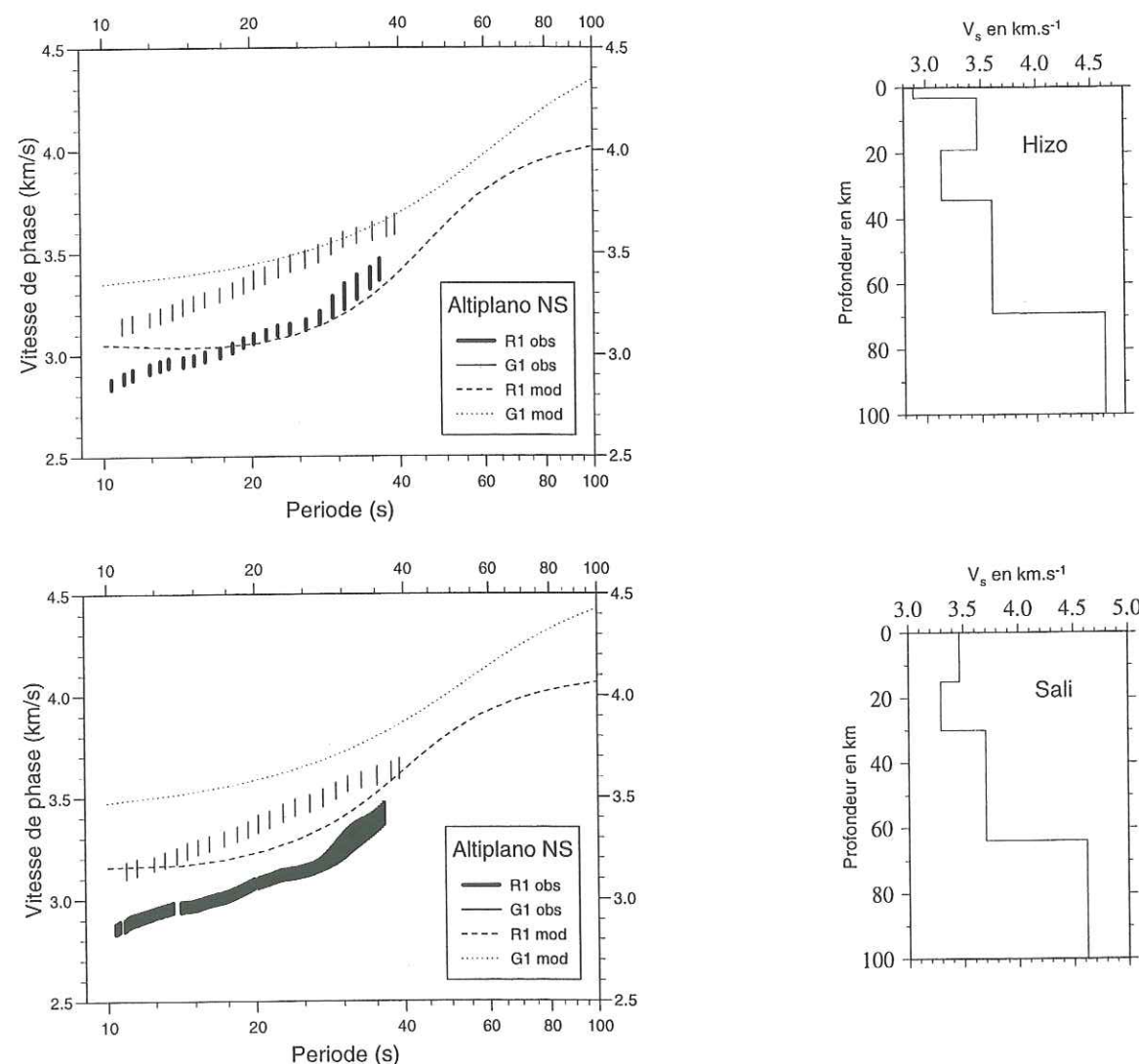


FIG. 3.22 – Même légende que la figure 3.19 pour la région "Altiplano NS" et les stations HIZO et SALI.

sur la figure 3.13. Tous sont totalement inclus dans l'Altiplano. Les vitesses de phase mesurées pour les couples de stations correspondants sont assez similaires. Nous avons donc tenté de déterminer un modèle moyen pour l'ensemble de l'Altiplano dans la zone située au nord de 20°S qui sera dénommée "Composite NS". Comme le montre la figure 3.23, la résolution des vitesses de phase est mauvaise. Notons seulement qu'entre 20 et 40 s, on retrouve l'observation faite avec "Altiplano NS" que les vitesses de phase sont en moyenne plus élevées dans la région

"Composite NS" que dans la région "Altiplano EW".

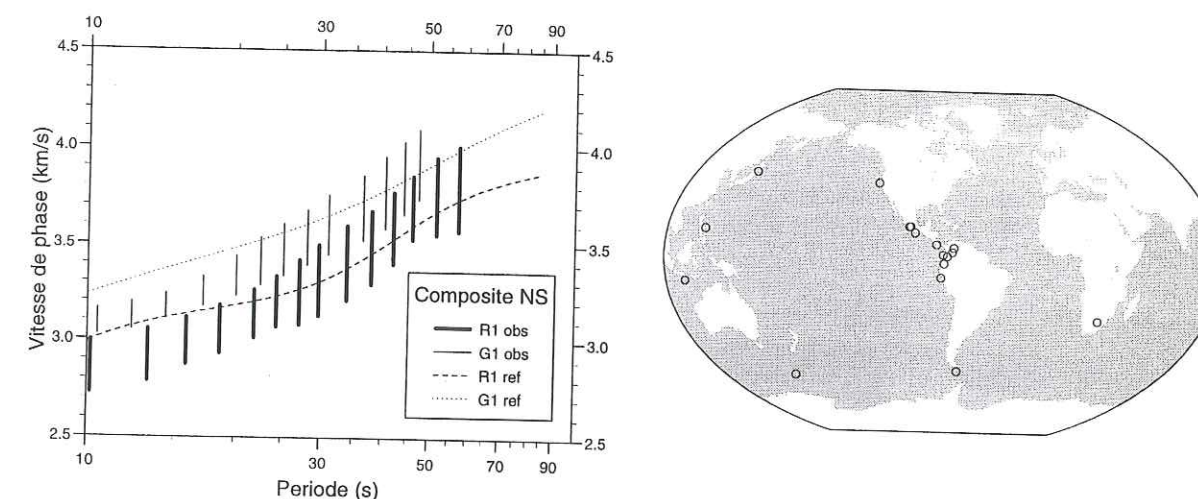


FIG. 3.23 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Composite NS".

### 3.6.2 Le profil "Altiplano manteau"

Les courbes de dispersion déterminées dans les deux régions incluses dans l'Altiplano n'ont pas permis de contraindre la structure du manteau supérieur. Pour essayer de remédier à cela, nous avons considéré les couples de stations HIZO-TACA et SALI-TACA (figure 3.13). Les problèmes que pose ce choix proviennent du fait qu'une partie du trajet est commun, ou très proche, avec le trajet DOOR-TACA appartenant au groupe de Los Frailes. Or, la structure dans cette région est très différente de celle de l'Altiplano comme nous le verrons au paragraphe 3.6.3. Le milieu échantillonné par les ondes de surface se propageant entre les stations HIZO-TACA et SALI-TACA n'est donc pas homogène, au moins en ce qui concerne la croûte. Les courbes de dispersion pour des périodes supérieures à 30 s sont par contre similaires dans les deux régions traversées ("Altiplano EW" et "Los Frailes", figures 3.16 et 3.26). Aussi, les différences de structure en vitesse dans le manteau ne sont pas aussi marquées que celles dans la croûte. Ce profil ne sera donc utilisé que pour caractériser le manteau. La liste des événements est présentée dans la table 3.6.

La vitesse de phase a été déterminée entre environ 15 et 120 s pour R1, et entre 15 et 90 s pour G1 (figure 3.24, attention aux échelles sur les axes qui sont différentes de celles des autres figures du même type). Le modèle initial comporte cinq couches et un demi-espace. Les contraintes a priori sur le modèle sont les mêmes que celles appliquées dans la région "Altiplano



Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9405260826-GIBRALTAR	TACA TACA	HIZO SALI	+15 +2	R1 R1 - G1
9408291736-ATLRIDGE	TACA	HIZO	-11	R1 - G1
9409012050-TONGA	HIZO	TACA	-4	R1
9409030902-EASTERISL	HIZO SALI	TACA TACA	-1 -14	R1 - G1 R1 - G1
9409230759-BISMARCK	HIZO SALI	TACA TACA	+1 -11	R1 - G1 G1
9411041012-TONGA	HIZO	TACA	-6	R1
9505130847-GREECE	TACA TACA	HIZO SALI	+11 -2	G1 G1
9505180006-ATLRIDGE	TACA	HIZO	-10	R1
9505220345-LOYALTY	HIZO	TACA	+7	R1
9505290729-SANTACRUZ	HIZO SALI	TACA TACA	-2 -14	R1 - G1 R1 - G1
9506150015-GREECE	TACA TACA	HIZO SALI	+10 -3	G1 G1
9507031950-KERMADEC	HIZO SALI	TACA TACA	+7 -6	R1 - G1 R1 - G1
9412151120-NEWZEALAND	SALI	TACA	+3	G1
9507282033-EASTERISL	SALI	TACA	-16	G1

TAB. 3.6 – Même légende que le tableau 3.4 pour la région "Altiplano manteau"

EW". D'autre part, les modèles ont été triés. N'ont été conservés que les modèles ayant des vitesses inférieures à 5.1 km/s. Les vitesses les plus rapides que l'on peut s'attendre à observer sont celles de la plaque Nazca en subduction. Or, 5.1 km/s paraît être une borne supérieure pour la vitesse des ondes S puisqu'elle représente une anomalie positive d'environ 8% sur une vitesse de 4.75 km/s (borne maximale de la vitesse de l'onde Sn dans les exemples du tableau 3.4.3).

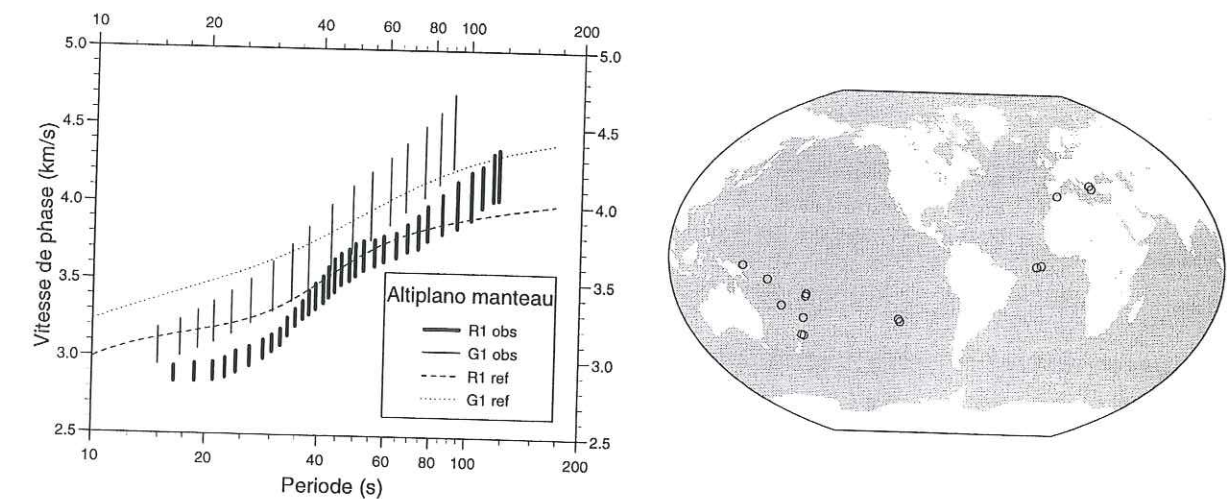


FIG. 3.24 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Altiplano manteau".

Les résultats sont présentés sur la figure 3.25. Il apparaît clairement que la connaissance des vitesses de propagation de Sn pourrait nous permettre de distinguer le modèle le plus adapté. Néanmoins, le modèle moyen fait clairement ressortir une zone à moindre vitesse dans le manteau à une profondeur d'environ 150 km.

### 3.6.3 Los Frailes

C'est dans cette région de Los Frailes que les plus fortes valeurs d'atténuation apparente de l'onde Lg et Pg ont été mises en évidence au chapitre 2. Cependant, l'analyse menée ne pouvait répondre à la question de la localisation en profondeur de l'anomalie d'atténuation. L'investigation de la structure en vitesse de la croûte sous Los Frailes semble donc primordiale pour mieux contraindre nos interprétations. Cette région regroupe les couples de stations DOOR-TACA, DOOR-CRIS et DOOR-CRUZ (figure 3.13, trait plein rouge). Les vitesses de phase ont été déterminées pour des périodes de 18 à 80 s et de 16 à 55 s pour les modes fondamentaux de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love respectivement (figure 3.26) pour les événements répertoriés dans le tableau 3.7. La mesure est très fiable en raison de la bonne répartition en distance des séismes.



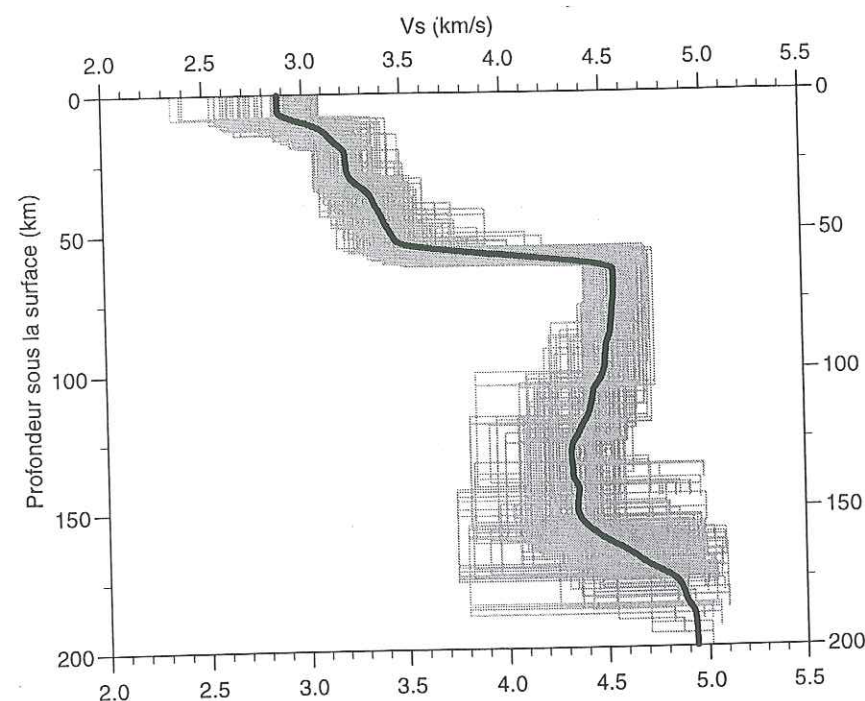


FIG. 3.25 – En gris, ensemble des modèles obtenus pour le profil "Altiplano manteau" par inversion simultanée des courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Love et Rayleigh (voir aussi la figure 3.18). Les contraintes a priori qui ont été appliquées sont décrites dans le texte. En noir, modèle moyen.

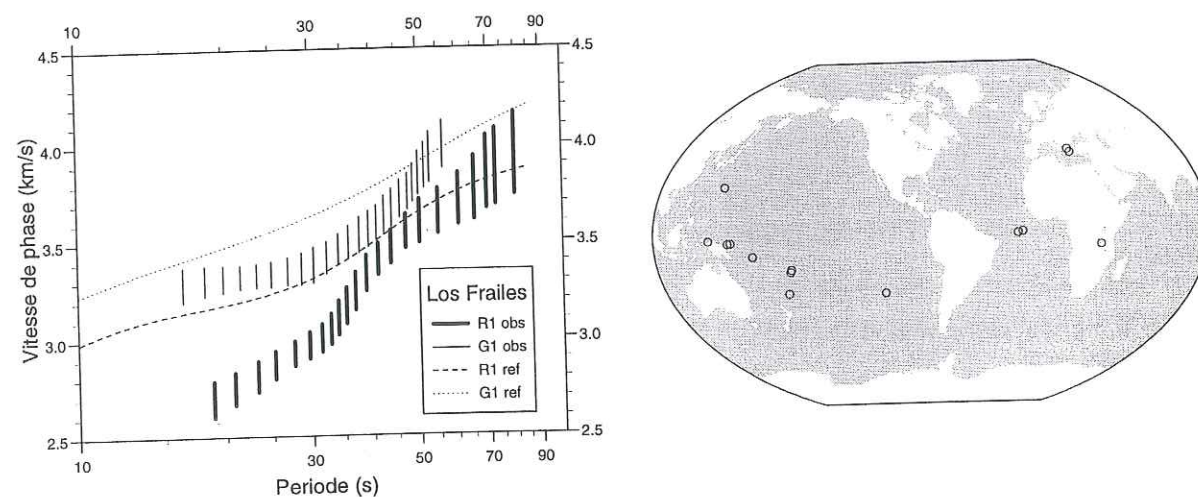


FIG. 3.26 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Los Frailes".

Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9405250752-VOLCANO	DOOR	CRIS	-11	R1
9408180045-TANGANYIKA	CRIS	DOOR	-9	R1 - G1
9408291736-ATLRIDGE	CRIS	DOOR	+17	R1 - G1
	CRUZ	DOOR	+2	R1 - G1
9409012050-TONGA	DOOR	CRUZ	+8	R1
9409030902-EASTERISL	DOOR	CRUZ	+11	R1 - G1
9409230759-BISMARCK	DOOR	CRUZ	+14	G1
9411041012-TONGA	DOOR	CRUZ	+7	R1
9505180006-ATLRIDGE	CRUZ	DOOR	+2	R1 - G1
9505290729-SANTACRUZ	DOOR	CRUZ	+11	R1
9506250210-NEWIRELAND	DOOR	CRUZ	+13	R1 - G1
9411201659-IRIAN	DOOR	TACA	-8	G1
9505130847-GREECE	TACA	DOOR	-10	G1
9506150015-GREECE	TACA	DOOR	-12	G1
9507031950-KERMADEC	DOOR	TACA	-14	G1

TAB. 3.7 – Liste des événements utilisés pour la détermination de la vitesse de phase des modes fondamentaux de R1 et G1 dans la région de "Los Frailes".

Les courbes de dispersion associées à cette région sont très différentes de celles présentées précédemment (figures 3.16 et 3.20). Les vitesses de phase de R1 sont d'environ 2.7 km/s pour Los Frailes contre 2.95 km/s pour "Altiplano EW" à une période de 18 s. Cette région se caractérise donc par des vitesses de phase de R1 très faibles pour des périodes inférieures à 30 s. En revanche, les vitesses de phases mesurées pour G1 ne sont pas très différentes de celles obtenues sur les autres profils. La comparaison des courbes de dispersion observées avec les courbes de référence montre que le modèle de vitesse de Los Frailes est très différent du modèle de référence.

Le modèle de vitesse qui a été inversé comporte 4 couches dans la croûte, et 1 couche plus un demi-espace pour représenter le manteau. D'après Beck et al. (1996), l'épaisseur de la croûte dans cette région est de l'ordre de 60 à 70 km. Cependant, compte tenu du caractère anormal des courbes de dispersion dans cette région, nous avons choisi de ne pas appliquer de contraintes a priori trop restrictives sur la profondeur du Moho. Nous avons donc seulement contraint l'épaisseur de la croûte à être comprise entre 55 et 75 km. Nous avons appliqué les contraintes décrites au paragraphe 3.5.3 sur la vitesse dans la couche située juste sous le Moho. Après plusieurs essais, la vitesse maximale autorisée dans la première couche a été fixée à 3.6



km/s. Nous n'avons trouvé qu'un seul type de modèles pour lequel les courbes de dispersion de R1 et G1 sont incluses dans les barres d'erreurs de la mesure de vitesse de phase. Ils révèlent tous l'existence d'une zone à moindre vitesse à faible profondeur vers 20 km. Les vitesses y sont très faibles, de l'ordre de 2.5 km/s. Pour améliorer la lisibilité des résultats, n'ont été représentés sur la figure 3.27 que les modèles pour lesquels les couches ont une épaisseur supérieure à 8 km. En comparaison des modèles obtenus pour l'Altiplano, les vitesses en surface sont ici bien plus fortes, de l'ordre de 3.5 km/s sur 10 km d'épaisseur (contre  $2.89 \pm 0.15$  km/s sur la même épaisseur dans le cas de l'Altiplano). En moyenne sur l'ensemble des modèles, la croûte est plus épaisse dans cette région que dans l'Altiplano. A 150 kilomètres de profondeur, on note la présence d'une seconde zone à moindre vitesse, où la réduction de vitesse est importante. Par

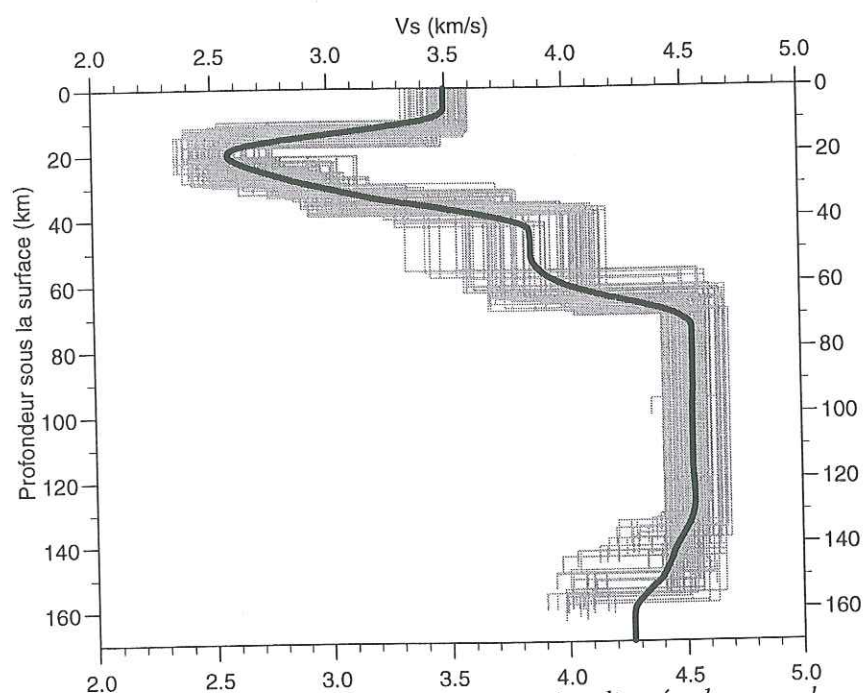


FIG. 3.27 - En gris, modèles obtenus par inversion simultanée des courbes de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love pour la région de "Los Frailes", avec  $V_p/V_s=1.73$ . En noir, modèle moyen.

analyse tomographique des temps d'arrivée des séismes locaux enregistrés par le réseau Lithoscope 1994, Masson et al. (1998) ont montré que dans cette région, le rapport  $V_p/V_s$  augmente pour atteindre des valeurs de l'ordre de 1.85 dans la partie la plus orientale de Los Frailes (figure 3.28 bas, le champ d'ignimbrites de Los Frailes est compris entre les stations B109 et B118 et l'anomalie de  $V_p/V_s$  associée porte le numéro 8). Cette augmentation n'est pas corrélée avec des variations de  $V_p$  (figure 3.28 haut), ce qui suggère une diminution de la valeur de  $V_s$ . Ceci est en bon accord avec nos résultats. Bien que la sensibilité des ondes de Rayleigh à  $V_p$  soit bien inférieure à leur sensibilité à  $V_s$ , nous avons réalisé une autre série d'inversions en choisissant

un modèle initial avec une valeur de  $V_p/V_s$  différente, pour vérifier que la zone à moindre vitesse existe indépendamment des hypothèses sur  $V_p/V_s$ . Dans ce modèle, le rapport  $V_p/V_s$  est de 1.85 dans les deuxième et troisième couches (les deux couches ayant de faibles valeurs de vitesse), et de 1.73 dans les autres couches. Les vitesses dans la couche juste sous le Moho ont été limitées de la même manière que précédemment ( $4.4 \text{ km/s} < V_s(\text{Moho}) < 4.75 \text{ km/s}$ ).

Les résultats sont présentés sur la figure 3.29, où l'on peut constater que la zone à moindre vitesse existe toujours. Son extension verticale, ainsi que les vitesses dans la LVZ sont sensiblement les mêmes qu'auparavant. Les vitesses dans la croûte moyenne (vers 35 km) semblent par contre trop élevées. En effet, à cette profondeur, la majorité des modèles ont des vitesses supérieures à 3.8 km/s, soit  $V_p > 7 \text{ km/s}$  pour  $V_p/V_s=1.85$ . Elles sont compensées en base de croûte par les faibles valeurs de  $V_s$ . Un rapport  $V_p/V_s$  de 1.85 en profondeur semble donc être incorrect. Par contre en surface, l'apport dans la deuxième couche d'une valeur du rapport  $V_p/V_s$  plus élevée se révèle intéressant. La variation de vitesse entre la première et la deuxième couche est plus faible que sur la figure 3.27 et peut-être aussi plus réaliste.

### 3.6.4 La Cordillère Orientale

Dans la région de la "Cordillère Orientale", ont été regroupées les mesures effectuées pour les couples de stations répertoriés dans la table 3.8. La zone étudiée est celle échantillonnée par les ondes dont le trajet connecte une des stations TACA, CRIS ou CRUZ avec une des stations YUNZ ou SCHO (figure 3.13, trait vert foncé). Les vitesses de phase ont été déterminées pour des périodes comprises entre 16 et 60 s pour l'onde R1, et entre 10 et 55 s pour G1 (figure 3.30). La comparaison des courbes de dispersion obtenues dans la cordillère orientale avec celle des régions de Los Frailes (figure 3.26) et de l'Altiplano (figures 3.16 et 3.18) met en évidence la différence de leur structure en vitesse. Les vitesses de phase pour des périodes supérieures à 30 s sont élevées en comparaison de celles mesurées dans les autres régions. Ces vitesses sont plus fortes que celles obtenues pour le modèle de référence. La croûte est peut-être moins épaisse que celle du modèle de référence, ou les vitesses dans le manteau sont plus élevées.

L'inversion a été conduite à partir d'un modèle initial identique à celui utilisé pour la région de Los Frailes. Les vitesses d'ondes S dans la première couche ont été restreintes à des valeurs inférieures à 3.6 km/s, et celles de la couche située juste sous le Moho à des valeurs comprises entre 4.4 et 4.75 km/s (paragraphe 3.5.3). D'après Beck et al. (1996), sur l'ensemble de la "Cordillère Orientale", l'épaisseur de la croûte est globalement comprise entre 60 et 70 km pour une valeur de  $V_p$  dans la croûte de 6 km/s et un rapport  $V_p/V_s$  de 1.73. Mais d'après les résultats de Masson et al. (1998) (figure 3.28 bas, la région de la "Cordillère Orientale" correspond



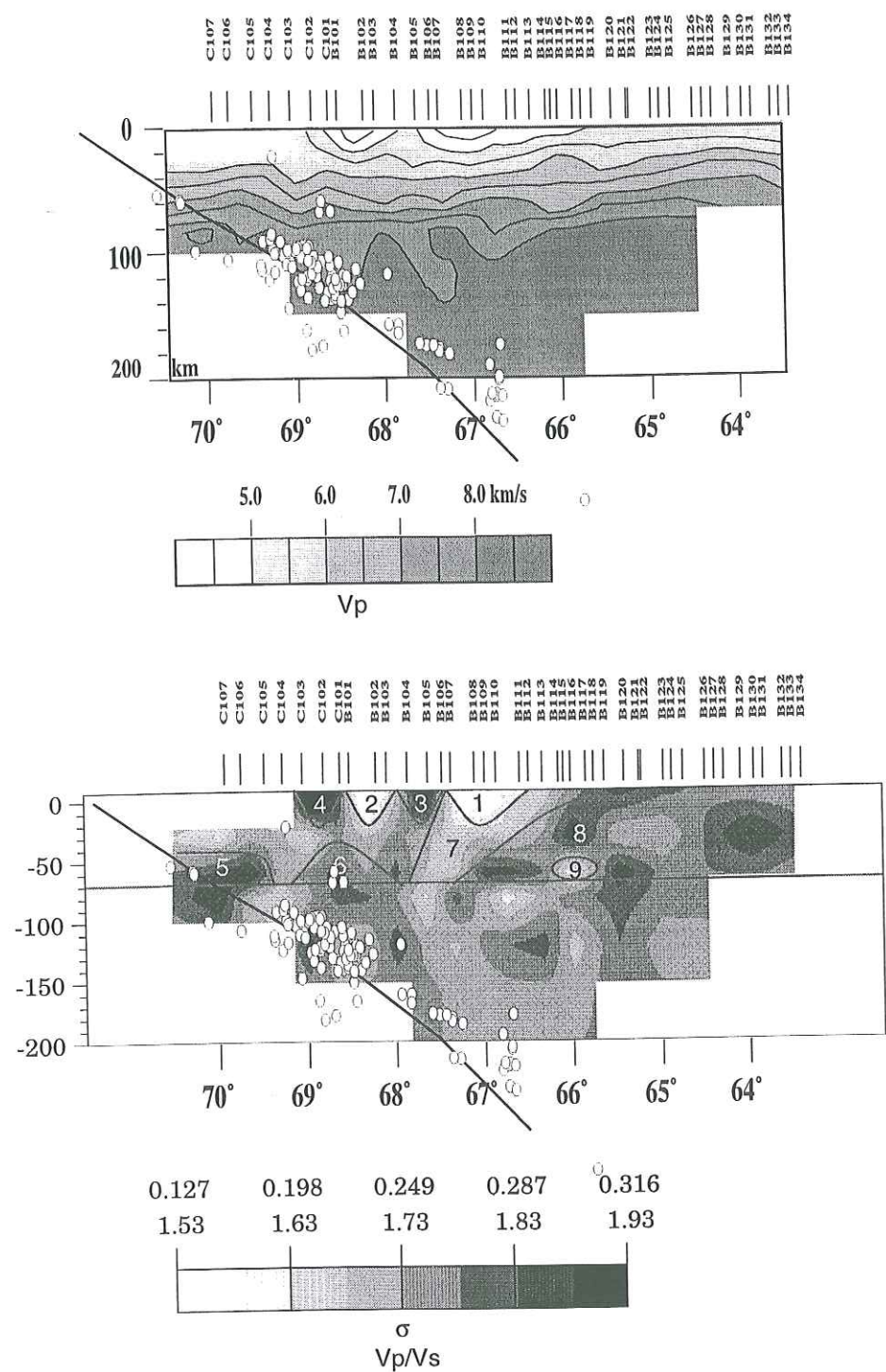


FIG. 3.28 – En haut, tomographie des séismes locaux en  $V_p$  d'après Masson et al. (1999). En bas, coupe verticale du rapport  $V_p/V_s$  au travers des Andes Centrales, d'après Masson et al. (1998)

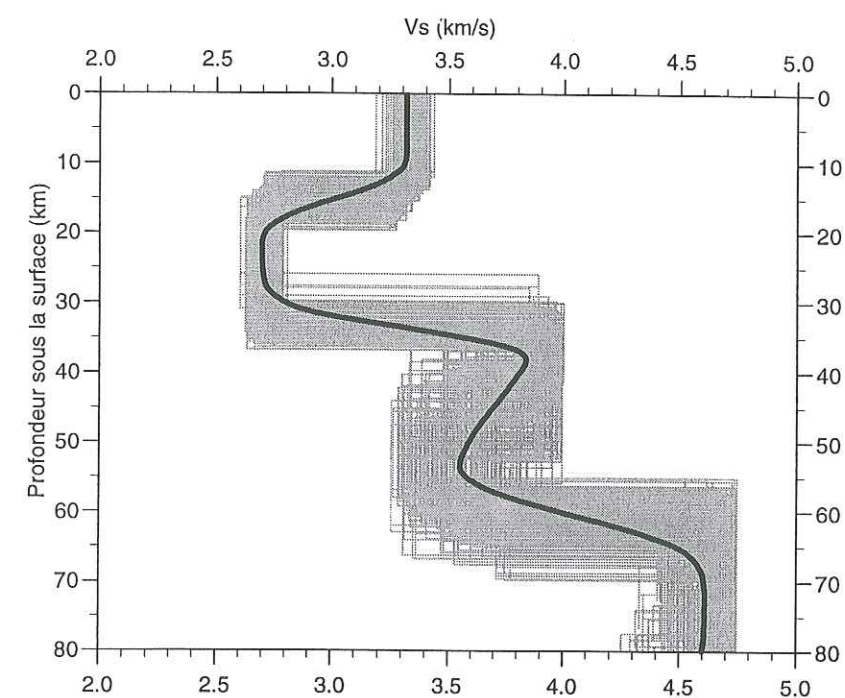


FIG. 3.29 – Même légende que la figure 3.27 avec  $V_p/V_s=1.73$ , sauf dans les deuxième et troisième couches pour lesquelles  $V_p/V_s=1.85$ .

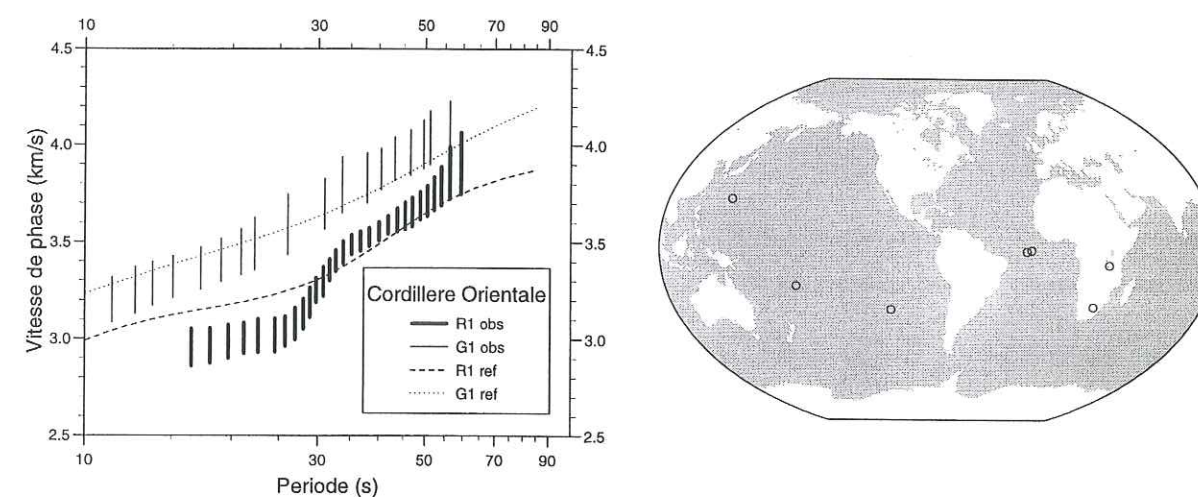


FIG. 3.30 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Cordillera Oriental".

à la zone comprise entre B113 et B122), cette valeur de  $V_p/V_s$  pour la croûte semble sous-estimée. En conséquence, aucune contrainte a priori n'a été apportée sur l'épaisseur de la croûte.

Les modèles obtenus sont présentés sur la figure 3.31. L'inversion des vitesses de phase ré-



Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9408180045-TANGANYIKA	SCHO	CRUZ	-7	R1
	SCHO	CRIS	-20	R1 - G1
	SCHO	TACA	0	R1
	YUNZ	CRUZ	-6	R1 - G1
	YUNZ	TACA	+2	R1 - G1
9505180006-ATLRIDGE	SCHO	CRUZ	+17	G1
9409030902-EASTERISL	CRIS	SCHO	+15	G1
9410300606-STAFRICA	SCHO	TACA	-18	R1
	YUNZ	TACA	-15	G1
9405250752-VOLCANO	CRUZ	YUNZ	-10	R1
	TACA	YUNZ	-2	R1
9408291736-ATLRIDGE	SCHO	CRIS	+6	R1 - G1
	SCHO	TACA	+25	R1
	YUNZ	CRUZ	+20	R1
	YUNZ	CRIS	+2	R1 - G1
	SCHO	CRUZ	+18	R1 - G1
9409012050-TONGA	CRIS	YUNZ	+8	R1

TAB. 3.8 – Même légende que le tableau 3.7 pour "Cordillère Orientale"

velle l'existence d'une zone à moindre vitesse dans la croûte supérieure entre 15 et 35 km de profondeur. Sa position en profondeur et son extension verticale sont sensiblement les mêmes que celles trouvées sous la région de Los Frailes. Toutefois, les vitesses dans la zone à moindre vitesse sont moins faibles dans la région "Cordillère Orientale" que dans celle de Los Frailes. Les vitesses en surface sont comparables; elles sont rapides relativement à celles de l'Altiplano. L'épaisseur de la croûte est de l'ordre de 50 km, une valeur nettement plus faible que celle proposée par Beck et al. (1996) (entre 60 et 70 km). A partir de 70 km de profondeur, la vitesse décroît pour atteindre une valeur de 4.3 km/s à 100 km de profondeur.

Nous avons tenté de caractériser la zone intermédiaire s'étendant le long de la bordure Est de Los Frailes à partir des couples de stations TACA-CRUZ, TACA-CRIS, CRUZ-BATO. Les vitesses de phase sont représentées sur la figure 3.32. Les grandes incertitudes sur la mesure ne permettent pas d'interpréter les résultats. Disons seulement que ces mesures sont compatibles avec celles obtenues dans la "Cordillère Orientale". En raison de cette mauvaise résolution, nous n'avons pas cherché à inverser la vitesse de phase dans cette région.

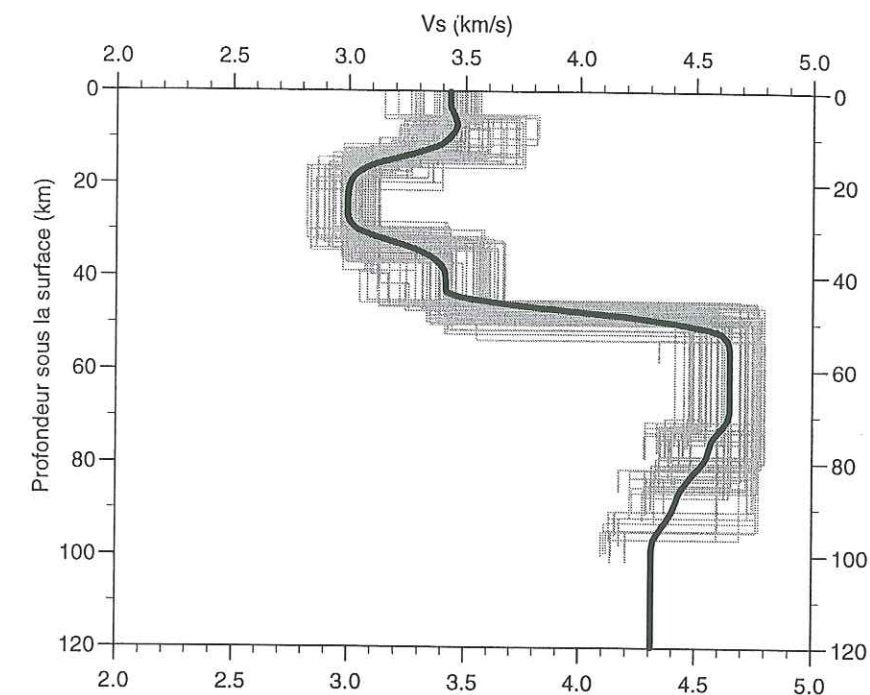


FIG. 3.31 – En gris, modèles de vitesse pour la Cordillère Orientale obtenus par inversion des courbes de dispersion en vitesse de phase des modes fondamentaux de l'onde de Rayleigh et de l'onde de Love. En noir, modèle moyen.

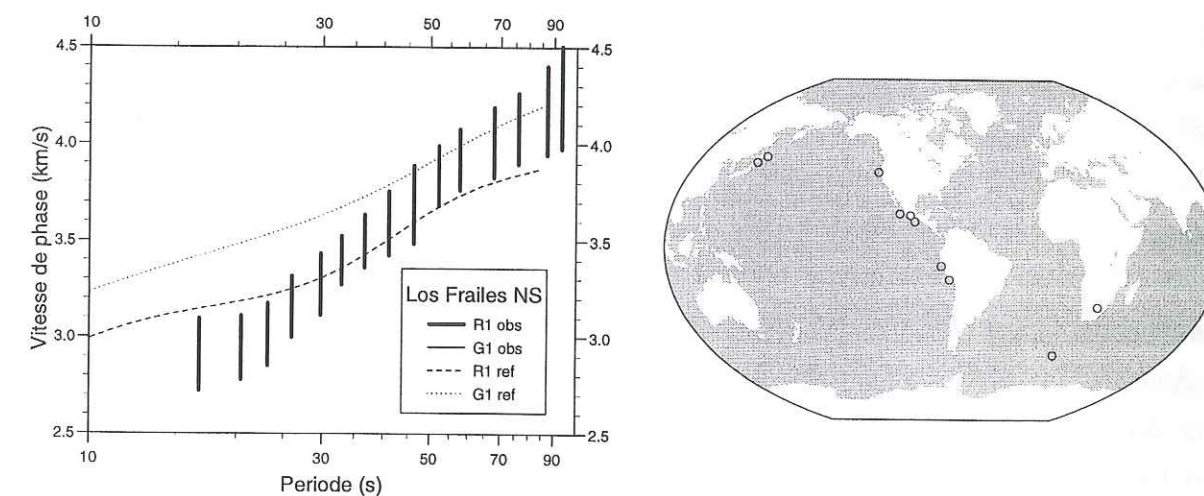


FIG. 3.32 – Même légende que figure 3.16 pour la région de "Los Frailes NS".

### 3.6.5 La Zone Subandine

Le profil considéré est centré sur la Zone Subandine (figure 3.13, trait vert clair). Environ la moitié du profil correspond effectivement à un trajet dans la Zone Subandine alors que le



Événement	Station 1	Station 2	$\delta Az^\circ$	Type d'onde
9405230141-MEXICO	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-5 -6	R1 R1
9405240205-PERU	ROSL SCHO	ITIT ITIT	+17 +17	R1 R1
9406031125-PANAMA	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-17 -17	R1 R1
9407042136-MEXICO	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-5 -5	R1 R1
9409011515-CALIF	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-9 -9	R1 R1
9410300606-STAFRICA	ITIT ITIT	ROSL SCHO	+12 +12	R1 R1
9410312259-COSTARICA	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-16 -16	R1 R1
9412142220-PERU	ROSL SCHO	ITIT ITIT	+5 +5	R1 R1
9501062237-JAPAN	ROSL SCHO	ITIT ITIT	-10 -10	R1 R1
9506141111-CENTRAL	SCHO	ITIT	-12	R1
9506301158-MEXICO	SCHO	ITIT	-4	R1
9507071040-STAFRICA	SCHO	ITIT	-12	R1

TAB. 3.9 – Même légende que le tableau 3.4 pour la "Zone Subandine".

reste correspond à la zone inter-andine. Deux couples de stations ont été utilisés: SCHO-ITIT et ROSL-ITIT (table 3.9). Comme dans tous les cas où la direction d'arrivée des ondes est orientée N-W, la mesure de la vitesse de phase est difficile et instable. La direction N-W correspond en effet à des trajets localisés dans la chaîne andine sur de grandes distances. Nous pensons que les difficultés que nous avons rencontrées pour effectuer des mesures à partir de ce type de séismes, peuvent être le fait des interactions des ondes de surfaces avec la structure complexe des Andes. Par ailleurs, seulement 3 mesures sont disponibles pour des séismes correspondant à une direction d'arrivée S-E. Les mesures de vitesse de phase pour R1 ont été réalisées entre 14 et 100 s. Les incertitudes sur les mesures sont très grandes (figure 3.33). Quant aux mesures de vitesse de phase de G1, elles n'ont pas été possibles.

La courbe de dispersion mesurée dans la Zone Subandine se différencie très nettement de celles déterminées dans les autres régions des Andes Centrales. Elle se caractérise par une forte augmentation des vitesses de phase entre 15 et 30 s, avec des vitesses de phase de l'ordre de  $3.7 \pm 0.2$  km/s à des périodes de 30 s. Même si la résolution de la courbe de dispersion est plu-

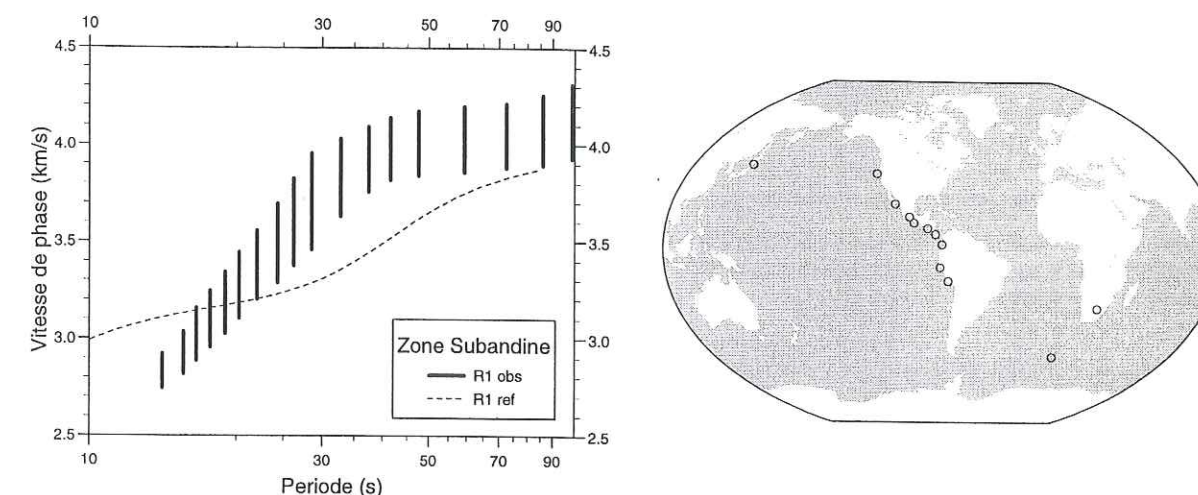


FIG. 3.33 – Même légende que figure 3.16 pour la région "Zone subandine".

tôt mauvaise, nous nous proposons de générer une population de modèles compatibles avec nos observations. En effet, il est important de pouvoir comparer la structure des zones internes de la chaîne (Altiplano, Cordillère Orientale) avec celle d'une zone plus externe dont la structure est potentiellement moins affectée par la tectonique.

Le modèle initial comporte deux couches pour modéliser la croûte, et une couche et un demi-espace pour le manteau. Nous avons appliqué une contrainte a priori sur l'épaisseur de la croûte du type de celle qui a été appliquée dans l'inversion "Altiplano EW". D'après Beck et al. (1996), l'épaisseur de la croûte est proche de  $47 \pm 3$  km pour une vitesse moyenne des ondes P dans la croûte de 6 km/s et  $V_p/V_s=1.73$ . De plus, la vitesse minimale pour les ondes S dans la première couche a été fixée à 2.74 km/s ( $V_s$  minimale pour les sédiments dans la région "Altiplano NS"). Les modèles obtenus sont présentés sur la figure 3.34. La croûte apparaît clairement moins épaisse dans cette région que dans la Cordillère Orientale, avec une vitesse moyenne plus élevée. Les vitesses en surface sont à nouveau plus faibles, avec des valeurs proches de celles obtenues dans l'Altiplano. A la différence des autres profils, celui-ci ne présente pas de zone à moindre vitesse dans le manteau supérieur.

### 3.7 Conclusions

La détermination puis l'inversion des courbes de dispersion des modes fondamentaux des ondes de Love et des ondes de Rayleigh nous ont permis de caractériser la structure en vitesse des ondes S au travers des Andes Centrales. Les modèles de vitesse en ondes S varient très fortement d'une unité morphotectonique à une autre. Un récapitulatif des différents modèles



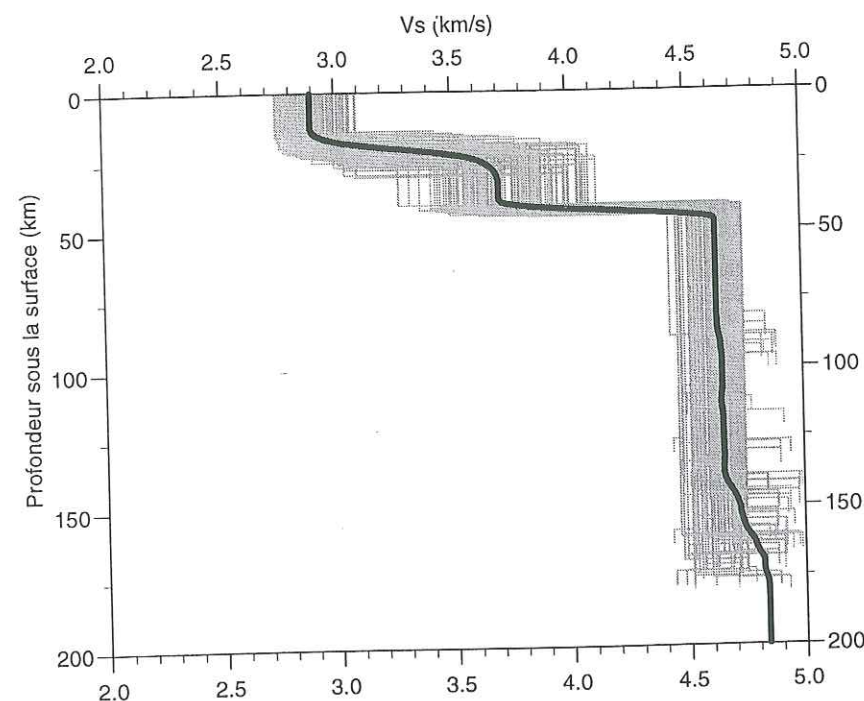


FIG. 3.34 – Même légende que la figure 3.31 pour la Zone Subandine

moys de vitesse en ondes S obtenus pour la croûte au travers des Andes Centrales est présenté sur la figure 3.35. Dans les régions "Altiplano NS" et "Altiplano EW", la présence d'une couche sédimentaire ne permet pas à elle seule d'expliquer les faibles valeurs de la vitesse de phase. Les vitesses en ondes S sont faibles sur l'ensemble de la croûte. Le gradient de vitesse dans la croûte est lui aussi très faible. Pour des profondeurs supérieures à 15 km, les vitesses dans la région "Altiplano NS" sont un peu plus élevées que celles dans la région "Altiplano EW". Dans la région "Altiplano manteau", une zone à moindre vitesse a été mise en évidence entre 100 et 150 km de profondeur. Dans les régions dites de "Los Frailes" et de la "Cordillère Orientale", les vitesses en surface sont relativement rapides comparées à celles observées dans la région de l'Altiplano. L'existence d'une zone à moindre vitesse des ondes S localisée entre 15 et 35 km de profondeur a été mise en évidence. La réduction de vitesse associée à cette LVZ est très prononcée dans la région de "Los Frailes". Une seconde zone à moindre vitesse a été observée à des profondeurs supérieures à 140 km dans la région de "Los Frailes" et supérieures à 70 km dans la région de la "Cordillère Orientale". Dans la région de la Zone Subandine, les vitesses sont en moyenne un peu plus élevées que dans les autres régions. Le profil de vitesse ne présente pas de zone à moindre vitesse. Nous reviendrons sur ces résultats dans la conclusion générale, où ils seront synthétisés et comparés avec ceux des autres chapitres.

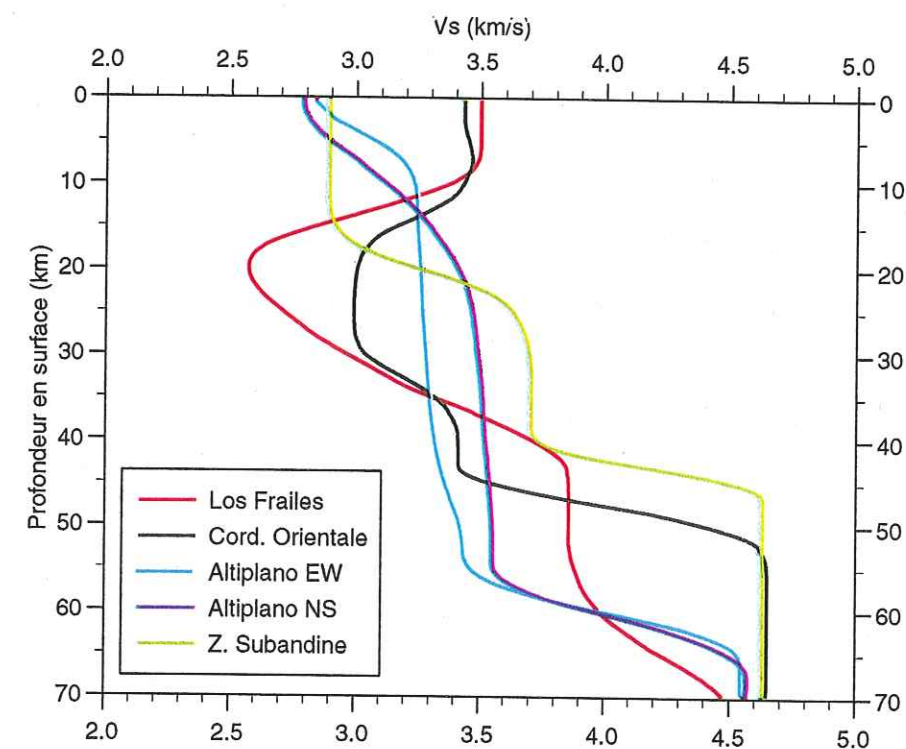


FIG. 3.35 – Récapitulatif des modèles moyens de vitesse en ondes S pour la croûte des Andes Centrales à 20° S.



## Chapitre 4

# Géométrie du Moho - Fonctions récepteurs et temps d'arrivée de la Pn

La lithosphère se compose de deux domaines bien distincts, la croûte et le manteau, qui ont des caractéristiques chimiques, pétrologiques et élastiques très différentes. L'interface qui sépare la croûte du manteau est associée à la discontinuité de vitesse la plus importante de la lithosphère. Mise en évidence par Mohorovicic en 1909, elle est désignée par le terme de Moho. Dans le premier chapitre, nous avons évoqué les problèmes liés à la compensation isostatique des Andes Centrales (pages 19 et 37) (épaisseur de la croûte, amincissement lithosphérique et rigidité flexurale du bouclier brésilien). Une des questions qui restait en suspens lorsque cette thèse a débuté est celle concernant l'épaisseur de la croûte principalement sous l'Altiplano. C'est pourquoi nous nous sommes attachés à la déterminer. Depuis, les connaissances sur la structure lithosphérique se sont notablement accrues avec entre autres les publications sur la variation de l'épaisseur crustale dans les Andes Centrales de Beck et al. (1996), sur la structure en vitesse (Masson et al., 1998a; Myers et al., 1998; Dorbath et al., 1996, Zandt et al., 1996). Nous nous proposons donc de recouper une partie de ces informations entre elles au travers de nouvelles observations, et tenter ainsi de mieux caractériser la géométrie du Moho.

Les techniques que nous avons mises en oeuvre sont basées sur l'existence même de la discontinuité de vitesse du Moho. En effet, celle-ci est responsable de la réfraction des ondes Pn et Sn dans le manteau, des réverbérations de l'énergie vers la surface (par exemple l'onde PmP) et de conversions d'ondes P en ondes S. Les ondes PmP et Sn n'ont pas pu être observées ou identifiées sur nos profils d'enregistrements, c'est pourquoi nous avons concentré nos efforts sur l'étude des ondes Psv et des ondes Pn. Pour la détermination de la géométrie du Moho faite dans la première partie, l'approche que nous avons adoptée est basée sur la détection des ondes converties par sommation des fonctions récepteurs. Dans la seconde partie, nous nous

consacrerons à l'étude de la propagation de l'onde Pn comme marqueur des variations latérales de la géométrie du Moho.

## 4.1 Les fonctions récepteurs

L'objectif de ce type d'étude est de localiser en profondeur des discontinuités d'impédance acoustique. Pour cela, on se propose de détecter des ondes converties Psv au passage de ces discontinuités et d'inverser le délai entre les ondes P directe et Psv. Comme nous l'évoquons dans l'introduction, le Moho est associé à une importante discontinuité de vitesse. C'est la présence dans les enregistrements de l'onde Psv convertie au Moho que nous allons plus particulièrement chercher à mettre en évidence.

### 4.1.1 Principe

Considérons une onde P téléseismique incidente sur une discontinuité de vitesse. Cette discontinuité sépare deux milieux homogènes et est représentée par une interface plane. Elle donne naissance à quatre types d'ondes: deux ondes réfléchies et deux ondes transmises de types P et Sv. L'onde transmise de type Sv est appelée onde convertie Psv. Considérons le cas où une onde P et une onde P convertie au Moho en une onde Sv, ont été enregistrées par une station sismologique. Sur la figure 4.1 en haut, nous avons schématisé cette situation en omettant les ondes réfléchies pour préserver la clarté de la figure. Les flèches représentent la polarisation de l'onde. Sur cette même figure en bas à gauche, sont présentées les composantes verticale et radiale d'un sismogramme synthétique correspondant à une arrivée P téléseismique à une incidence subverticale pour une croûte de 65 kilomètres d'épaisseur. On note la présence de l'onde directe P polarisée pratiquement verticalement ce qui se traduit par sa faible amplitude sur la composante radiale par rapport à celle sur la composante verticale. On remarque aussi une arrivée secondaire aux alentours de 110 secondes, polarisée horizontalement. Cette seconde arrivée correspond à l'onde Psv convertie au Moho, elle est de très faible amplitude par rapport à l'onde P. Dans ce schéma, la profondeur de l'interface H et le délai entre l'onde P directe et l'onde Psv,  $\delta_{Psv-P}$ , sont liés par la relation:

$$\delta_{Psv-P} = \frac{H}{V_P} \cdot \left( \frac{\overline{V_P}}{\overline{V_S}} \cos j - \cos i \right) \quad (4.1)$$

où j et i sont les angles d'incidence des ondes Psv et P au Moho, et  $\overline{V_P}$  et  $\overline{V_S}$  les vitesses moyennes des ondes P et S dans la croûte. La détermination du délai  $\delta_{Psv-P}$  permet moyennant quelques hypothèses sur les vitesses de propagation de calculer la profondeur de l'interface.



Cependant, la structure terrestre est plus compliquée que le modèle à une couche que nous venons de décrire. Les ondes converties dans la croûte se situent en fait dans la coda de l'onde P directe à laquelle se superpose du bruit. Une analyse de la polarisation pourrait être appliquée mais elle semble difficilement exploitable (Guilbert, 1995). La faible amplitude de l'onde Psv ainsi que sa localisation dans la proche coda de l'onde P sont à l'origine de la difficulté de sa détection. Cette détection requiert l'utilisation d'une technique de sommation des signaux pour améliorer le rapport signal sur bruit. Pour pouvoir effectuer une sommation de l'ensemble des enregistrements, il est nécessaire de ne conserver que l'information sur la structure décrite par la fonction récepteur, et d'éliminer l'information concernant l'excitation de la structure décrite par une fonction source. La sommation des fonctions récepteurs va permettre d'amplifier le signal cohérent (issu des conversions) par rapport au signal incohérent (diffractions, bruit).

#### 4.1.2 Méthodes

Un enregistrement télésismique trois composantes,  $d(t)$ , peut s'écrire comme le produit de convolution d'une fonction source,  $s(t)$ , de la réponse impulsionnelle de la structure dite fonction récepteur,  $e(t)$ , et de la réponse impulsionnelle de l'instrument  $i(t)$ :

$$\begin{aligned} d_v(t) &= i(t) * s(t) * e_v(t) \\ d_r(t) &= i(t) * s(t) * e_r(t) \\ d_t(t) &= i(t) * s(t) * e_t(t) \end{aligned} \quad (4.2)$$

A des distances épicentrales pour lesquelles il n'y a pas de triplcation ou de caustique, la composante verticale du déplacement du sol pour des téléseismes profonds apparaît souvent très simple. Elle se compose d'une arrivée principale très énergétique suivie d'arrivées secondaires mineures dues à des réverbérations crustales et à la présence de phases converties (Helmberger et Wiggins, 1971; Burdick et Helmberger, 1974; Langston, 1979; Owens et al., 1984). L'expression du déplacement vertical se réduit à:

$$d_v(t) \simeq i(t) * s(t) \quad (4.3)$$

Ceci est illustré sur la figure 4.1 en bas à gauche, où la composante verticale du sismogramme se compose essentiellement d'une arrivée P directe.

La base de la méthode repose sur cette observation directe du terme  $i(t) * s(t)$ . La réponse impulsionnelle de la structure peut donc être déterminée par déconvolution des composantes horizontales par la composante verticale. Plusieurs approches existent mais il ne s'agit pas ici de présenter les différentes techniques qui ont été développées. La méthode que nous utiliserons

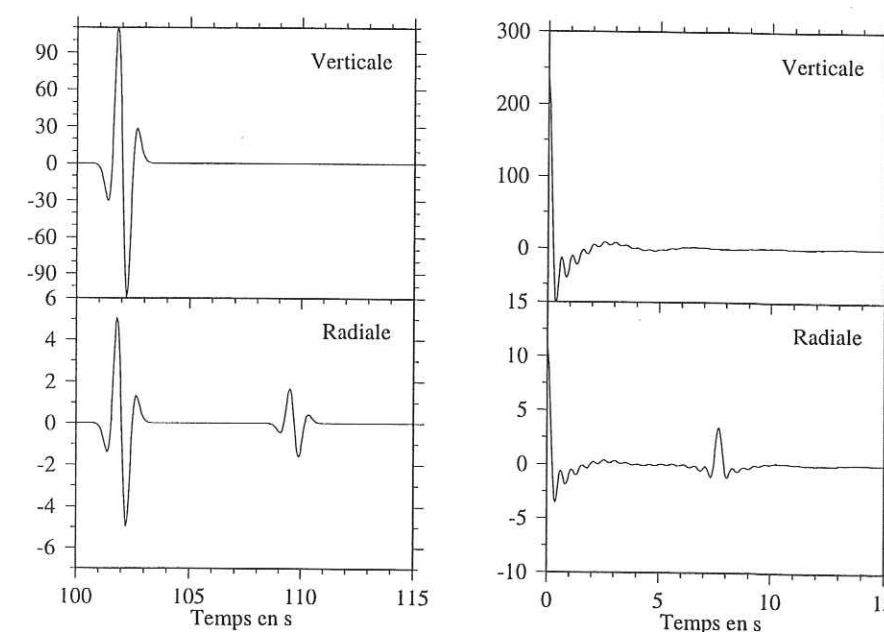
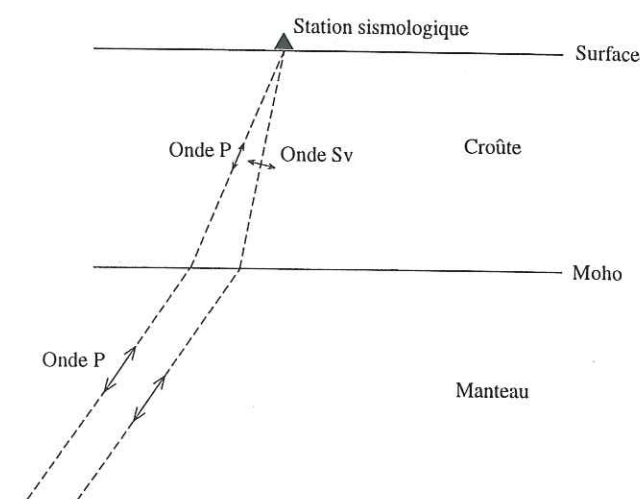


FIG. 4.1 – En haut, exemple de conversion d'une onde P en onde S à la base de la croûte. En bas, composantes verticale et radiale d'un sismogramme synthétique et de sa fonction récepteur. La source a été placée presque à la verticale de la station. Le modèle de vitesse se compose d'une couche de 65 km (croûte) où  $V_p = 6.2$  km/s et  $V_s = 3.58$  km/s, surmontant un demi-espace (manteau) pour lequel  $V_p = 8.04$  km/s. Noter la présence de l'onde convertie Psv sur les composantes radiales du synthétique et de la fonction récepteur à 110 et 7.5 s.

est dérivée des techniques proposées par Helmberger et Wiggins (1971) et Dey-Sarkar et Wiggins (1976) pour le seuillage de l'autospectre, par Langston (1979) puis modifiée par Guilbert (1995) pour le filtrage gaussien. La procédure utilisée est celle développée par Guilbert (1995).



La déconvolution de la composante radiale par la composante verticale est faite en divisant l'interspectre  $D_r(\omega).D_v^*(\omega)$  par l'autospectre  $D_v(\omega).D_v^*(\omega)$  blanchi. Un filtrage gaussien  $G(\omega)$  est ensuite appliqué. Dans le domaine fréquentiel, la procédure s'écrit:

$$E_r(\omega) = \frac{D_r(\omega).D_v^*(\omega)}{\phi(\omega)}.G(\omega) \quad (4.4)$$

avec

$$\phi(\omega) = \max(D_v(\omega).D_v^*(\omega), c.\max(D_v(\omega).D_v^*(\omega))) \quad (4.5)$$

et

$$G(\omega) = e^{-(\omega-\omega_{max})^2/4\alpha^2} \quad (4.6)$$

avec  $c=0.01$  et  $\alpha = 1$  Hz. Le filtrage gaussien est centré sur  $\omega_{max}$ , position du maximum du spectre d'énergie de la composante verticale. Elle présente l'avantage de réduire les instabilités de la déconvolution par blanchiment du spectre et de diminuer les oscillations de la fonction récepteur par élimination des hautes fréquences.

Les composantes verticale et radiale de la fonction récepteur,  $e_v(t)$  et  $e_r(t)$ , ont été calculées sur le sismogramme synthétique présenté au début de ce chapitre. Elles sont tracées sur la figure 4.1 en bas à droite. Dans cette opération, on perd le temps absolu d'arrivée des ondes. Les arrivées sont représentées par des diracs (en fait des sinus cardinaux à cause de la limitation du spectre). Dans cette représentation, les arrivées des ondes P directe et Psv correspondent à deux diracs centrés en  $t=0$  et  $t=\delta_{Psv-P}$ . La composante radiale de la fonction récepteur est très sensible à la présence d'ondes Psv converties lors de la propagation à travers la structure locale située sous la station sismologique.

Pour améliorer le rapport signal sur bruit de l'onde convertie (très faible par rapport à l'onde P directe), une sommation de l'ensemble des fonctions récepteurs calculées à une station devra être effectuée. Cette sommation amplifie la partie cohérente des fonctions récepteurs (onde Psv) par rapport au niveau de bruit. Pour des événements situés à des distances épicentrales différentes, il peut être nécessaire d'apporter une correction due à la variation du paramètre de rai avant de faire la sommation des fonctions récepteurs (Gurrola et al., 1994). La qualité de la fonction récepteur après sommation peut être estimée par l'observation de sa composante transverse. Elle devrait se caractériser par une absence de signal dans la fenêtre de temps correspondant à l'arrivée de l'onde P directe. Néanmoins, lorsque l'interface de conversion de l'onde P est inclinée, ou lorsque le milieu est latéralement hétérogène, une partie de l'énergie est observée sur la composante transverse.

### 4.1.3 Résultats

Dans un premier temps, la sélection des téléseismes a été faite sur leur distance épicentrale ( $> 30^\circ$ ) et sur leur profondeur ( $> 40\text{km}$ ). A cause du très mauvais fonctionnement des stations trois composantes de la campagne sismologique Lithoscope 1994, très peu de données sont disponibles (6 séismes). Ils sont situés entre 32 et 45 degrés de distance épicentrale. La forme d'onde de la composante verticale des enregistrements n'est pas simple. Le principe sur lequel est basé le calcul des fonctions récepteurs ne s'applique donc plus stricto sensu. La complexité des enregistrements pourrait être le résultat de la présence des hétérogénéités de petite échelle dans la croûte des Andes Centrales suggérée lors de l'étude de l'atténuation apparente des ondes Lg et Pg (chapitre 2). En effet, la fréquence de coupure des capteurs (5 s) est probablement trop haute pour que les enregistrements ne soient pas sensibles à leur présence dans la croûte. En dépit du fait que les enregistrements sont complexes, nous avons calculé les différentes fonctions récepteurs, puis elles ont été sommées station par station. Puisque l'identification de l'onde Psv n'a pu être faite, les fonctions récepteurs associées à des stations proches les unes des autres ont été sommées entre elles. Le résultat de cette sommation est montré sur la figure 4.2. Le pulse associé à l'onde P directe est observable à  $t=0$  s, sauf pour la sommation entre les stations B327, B330 et B333 où il est centré à  $t=1$  s (ceci est directement observable sur certains enregistrements). Une explication à ce décalage n'a pu être trouvée. Par ailleurs, on constate qu'aucun pulse n'émerge vraiment de la composante radiale des fonctions récepteurs sauf pour les stations B327, B330 et B333. Toutefois, dans cet exemple, comme dans les autres, l'observation des composantes transverses révèle qu'elles sont d'amplitudes équivalentes aux amplitudes des composantes radiales.

En utilisant une technique similaire à la nôtre et en l'appliquant sur des enregistrements large-bande de séismes régionaux profonds et de téléseismes, Beck et al. (1996) sont parvenus à détecter l'onde Psv convertie au Moho pour l'ensemble des stations des réseaux BANJO et SEDA. Ils en ont déduit la géométrie du Moho au travers des Andes Centrales à  $20^\circ\text{S}$  ce qui nous a conduit à ne pas poursuivre plus avant nos travaux, d'autant plus que nos premiers résultats n'étaient pas très encourageants. Cependant, comme nous l'avons déjà mentionné au chapitre 3, cette détermination est faite sous les hypothèses que le rapport  $V_p/V_s=1.73$  et que la vitesse moyenne des ondes P dans la croûte est de 6 km/s. Il est donc important de pouvoir tester ces hypothèses et nous y avons d'ores et déjà apporté quelques nuances grâce à l'analyse des courbes de dispersion des ondes de surface (voir paragraphe 3.6.4 page 153).



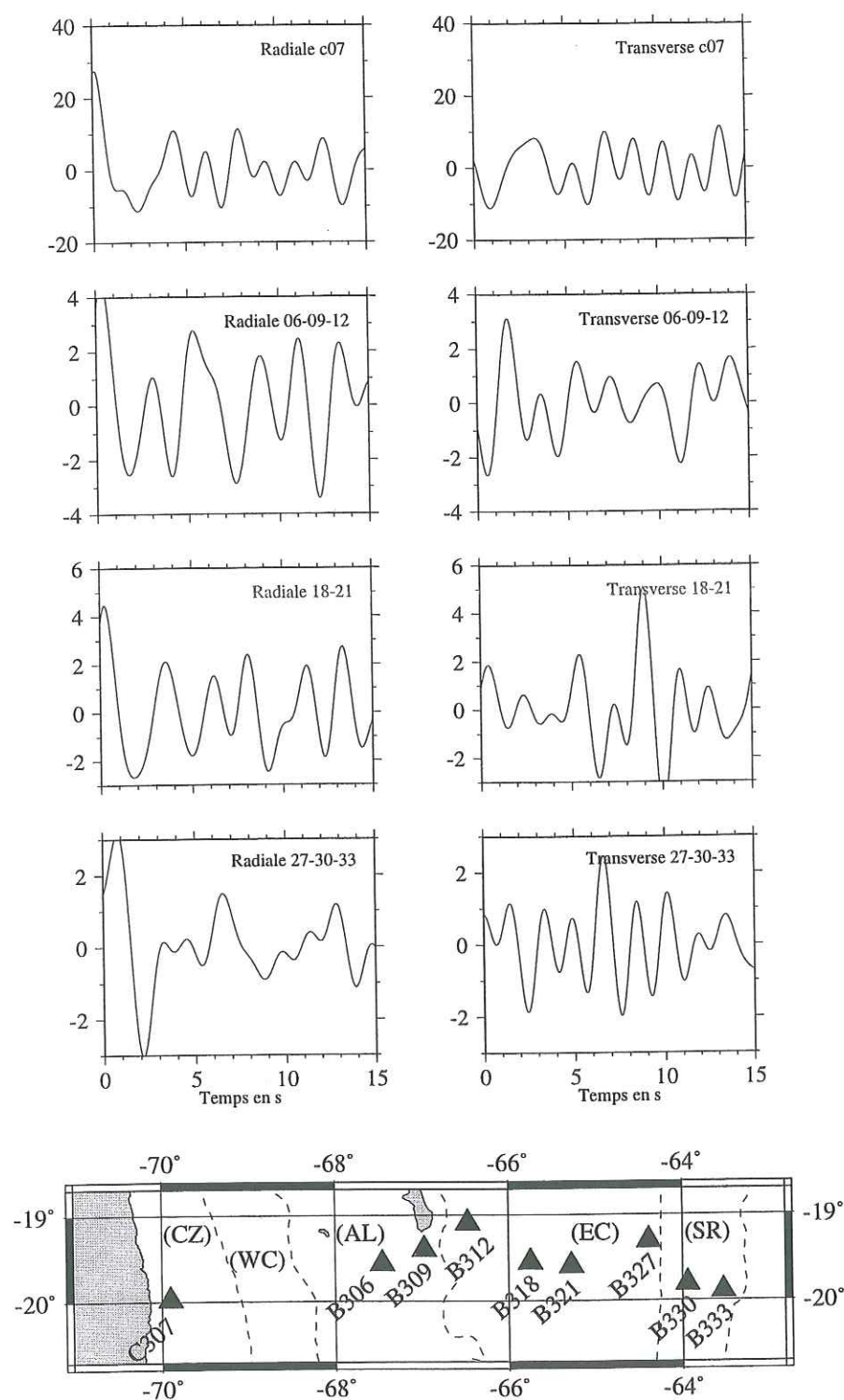


FIG. 4.2 – Sommations des composantes radiales et transverses des fonctions récepteurs pour la station C307, deux triplets de stations B306-B309-B312 et B327-B330-B333 et le couple B318-B321. Les localisations des stations sont représentés sur la carte au bas de la figure.

## 4.2 Etude de la géométrie du Moho par modélisation des temps d'arrivée de l'onde Pn

Le point de départ de cette étude a été la mise en évidence de variations latérales des temps d'arrivée de l'onde Pn au travers des Andes Centrales. Pour expliquer cette observation, on peut être tenté d'introduire des variations latérales de la géométrie du Moho si tant est que les vitesses des ondes P dans la croûte et dans le manteau ne varient pas trop fortement. C'est pourquoi nous avons tenté d'inverser la géométrie du Moho à partir des observations des temps d'arrivée de l'onde Pn, moyennant des hypothèses simplificatrices qui seront détaillées dans les prochains paragraphes.

La première partie sera donc consacrée à l'observation des temps d'arrivée de l'onde Pn. Puis, les variations relatives des temps d'arrivée seront interprétées comme le résultat de variations latérales de la géométrie du Moho et/ou de changements de vitesse dans la croûte ou dans le manteau. Le calcul des temps de propagation de l'onde Pn sera ensuite explicité. En considérant des modèles de vitesse de la lithosphère proposés dans la littérature géophysique des Andes Centrales, nous essayerons enfin de trouver une géométrie de l'interface du Moho compatible avec nos observations et celles de Beck et al. (1996).

### 4.2.1 Généralités

L'onde Pn est une onde conique, réfractée le long ou juste en dessous de la discontinuité de vitesse qui sépare la croûte du manteau (Hearn et al., 1991; Lay et Wallace, 1995; Aki et Richards, 1980). Mohorovicic fût le premier à identifier l'onde Pn et à lui donner une interprétation. Pour illustrer son observation, nous avons représenté les trajets source-station suivis par les ondes Pn et Pg ainsi que leur hodochrone sur la figure 4.3. A partir des pointés de la première arrivée d'un séisme crustal, Mohorovicic nota un changement de forme de l'hodochrone au delà d'une certaine distance épacentrale (environ 150 km pour une croûte de 30 km d'épaisseur). Il attribua l'origine de la brisure de l'hodochrone à un changement de la nature de l'onde qui constitue la première arrivée, identifiant ainsi l'onde Pn. Aux plus courtes distances, on remarque que l'onde directe Pg est la plus rapide mais ce n'est plus le cas au delà d'une certaine distance épacentrale (120 km sur la figure). Elle est alors devancée par l'onde Pn. Dans le cas d'une croûte homogène, la différence de temps d'arrivée de l'onde Pn entre deux stations correspond au temps de propagation dû à l'augmentation de la distance parcourue par cette onde dans le manteau. Dans ces conditions où l'interface est plane et horizontale, la vitesse apparente de l'onde Pn est une mesure directe de la vitesse de propagation des ondes P



dans le manteau. Si on corrige les temps d'arrivée de l'effet de la propagation mantellique dans un modèle plan homogène (temps réduit par  $V_p$  dans le manteau), le résultat est égal à une constante indépendante de la distance épacentrale. Tout écart sera associé soit à des variations locales de la géométrie du Moho (approfondissement=retard de l'onde  $P_n$ , remontée=avance de l'onde  $P_n$ ) comme un écart à la géométrie plane (Paul et al., 1996), soit à des changements des vitesses de propagation dans le manteau (Hearn et al., 1991) ou dans la croûte. C'est donc la mesure de la pente de l'hodochrone en temps réduit qui est à la base de cette analyse. C'est sous ce mode de représentation que seront tracés les pointés des temps d'arrivée des ondes  $P_n$  dans cette étude.

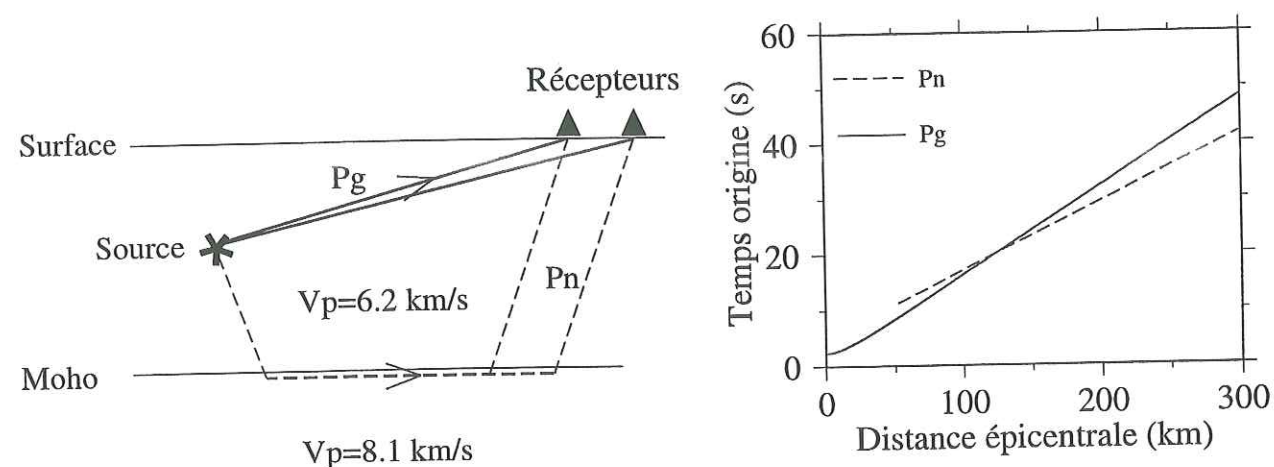


FIG. 4.3 – Trajets (à gauche) et hodochrones (à droite) des ondes  $P_g$  et  $P_n$ . Pour le calcul des hodochrones, la source a été placée à 15 km de profondeur dans une croûte de 30 km d'épaisseur.

#### 4.2.2 Observations

Cette étude a été réalisée à partir des composantes verticales des enregistrements de séismes crustaux aux stations des réseaux Lithoscope 1994 et BANJO. Un exemple d'enregistrements de l'onde  $P_n$  au travers des Andes Centrales est présenté sur la figure 4.4. On constate que l'onde  $P_n$  est observable jusqu'à des distances épacentrales d'au moins 700 km. Parmi l'ensemble des séismes crustaux dont nous disposons, certains sont situés dans une configuration très favorable à l'étude que nous souhaitons réaliser. En effet, sur la figure 4.5, on constate que les épicentres des séismes localisés dans la région proche d'Iquique sont à peu près alignés avec les stations des profils Lithoscope 1994 et BANJO. Cette situation est idéale car la différence de trajets des ondes  $P_n$  enregistrées à deux stations se restreint à la propagation sous les deux stations (figure 4.3).

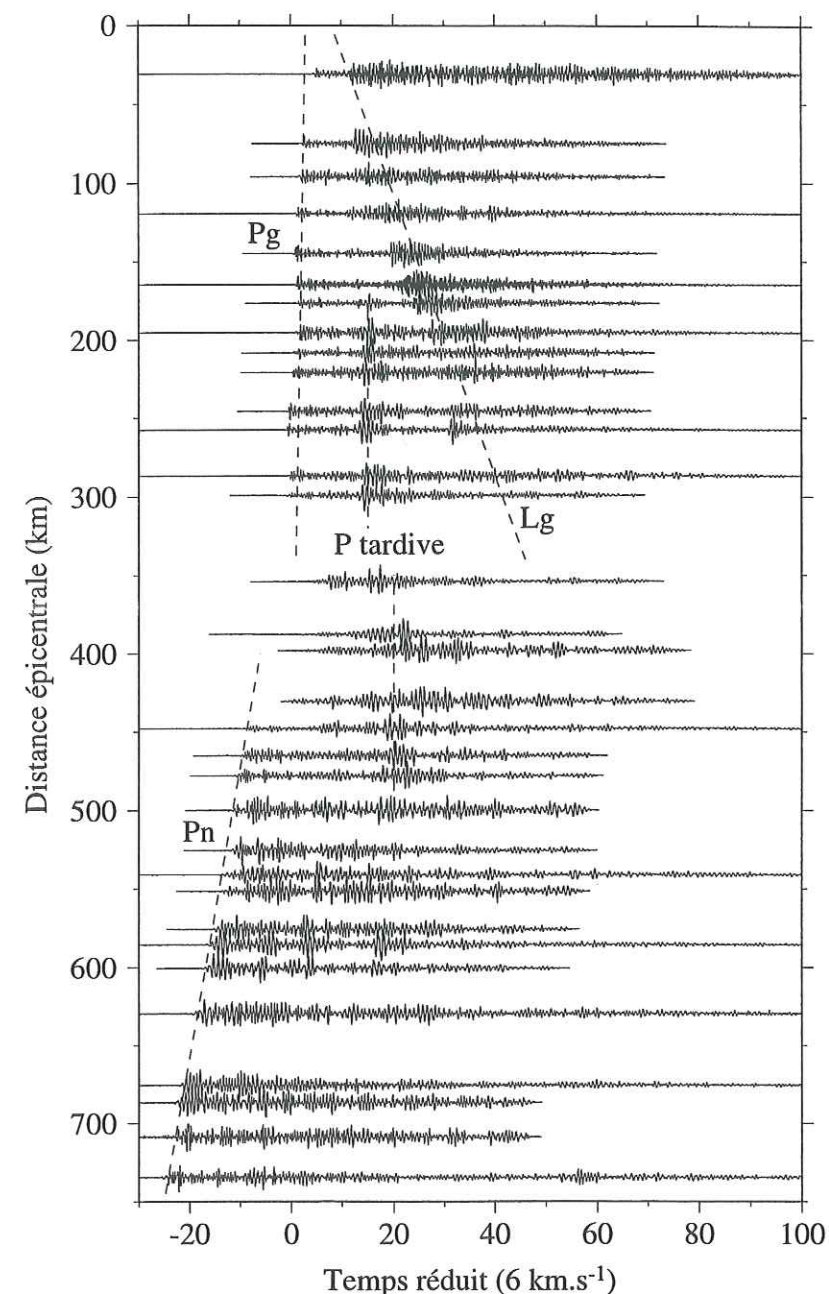


FIG. 4.4 – Composante verticale des enregistrements d'un séisme crustal de la région d'Iquique (Chili) enregistré le long d'un profil de stations des réseaux Lithoscope, BANJO et SEDA orienté Est-Ouest. Chaque trace est normalisée par son propre maximum d'amplitude.

L'onde  $P_n$  est émergente ce qui rend son pointé délicat. Dans la mesure du possible, les pointés ont été réalisés sur des signaux non filtrés ou peu filtrés pour éviter la distorsion de la forme du signal. Un exemple de pointés de la première arrivée effectués sur les enregistrements



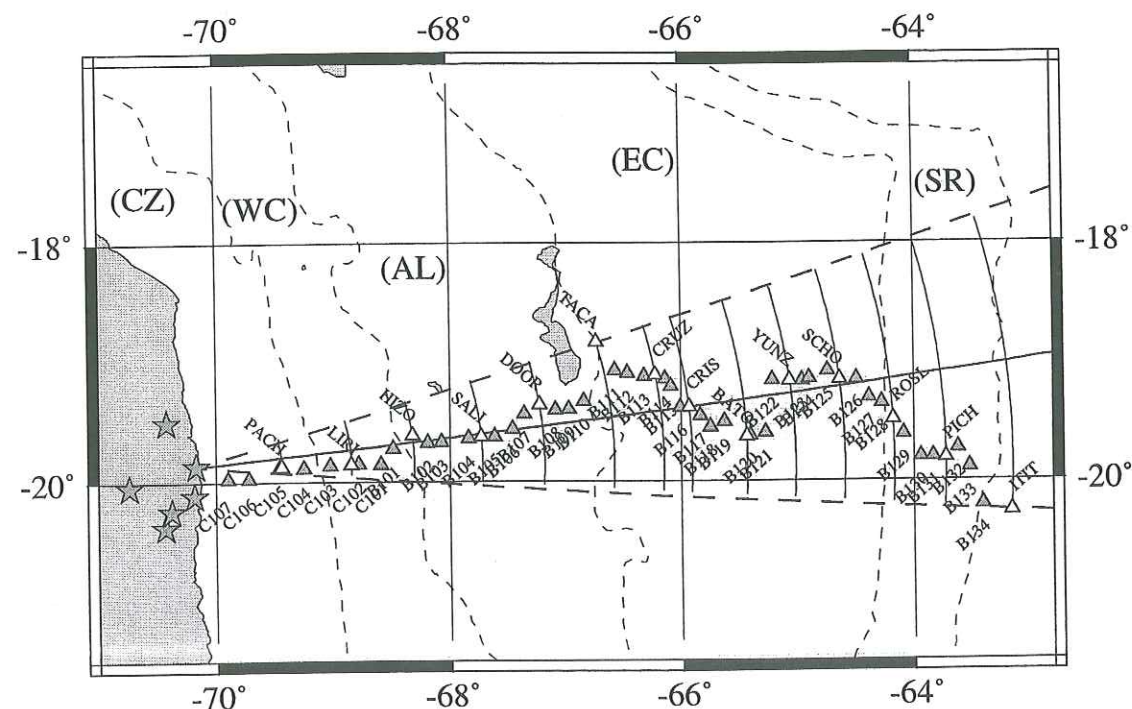


FIG. 4.5 – Localisations des séismes utilisés et des stations des réseaux Lithoscope 1994 et BANJO. Les structures morphologiques sont désignées par les abréviations: (CZ) Zone côtière, (WC) Cordillère Occidentale, (AL) Altiplano, (EC) Cordillère Orientale et (SR) Zone Subandine. Pour matérialiser l'alignement des stations et des épicentres, on a tracé par une ligne continue le profil moyen passant par le séisme de référence. Les deux lignes en pointillés matérialisent l'ouverture du réseau vu depuis ce même séisme de référence. Dans cette étude de la Pn, on considérera les distances vraies source - station qui sont ici matérialisées par des arcs de cercles. Ils illustrent le fait que cette étude suppose une symétrie axiale des structures.

du séisme qui sera notre séisme de référence est présenté sur les figures 4.6 et 4.7.

Sur la figure 4.8, nous avons tracé les pointés des temps d'arrivée de la première phase (temps réduit) et les variations de l'altitude des stations en fonction de la distance épicentrale. Entre 50 et 220 km, le temps réduit de la première arrivée croît rapidement, puis entre 220 et 430 km, il est environ constant. Entre 430 et 530 km, sa valeur croît de nouveau de près d'une seconde pour diminuer régulièrement pour des distances supérieures à 530 km. La forme de ce graphe présente de grandes similitudes avec les variations de la topographie des Andes indiquées par l'altitude des stations sismologiques, avec toutefois un décalage vers l'Est de 80-100 km. Cette observation sera traitée plus en détails plus loin dans le texte mais auparavant, nous allons nous intéresser à la nature de la première arrivée.

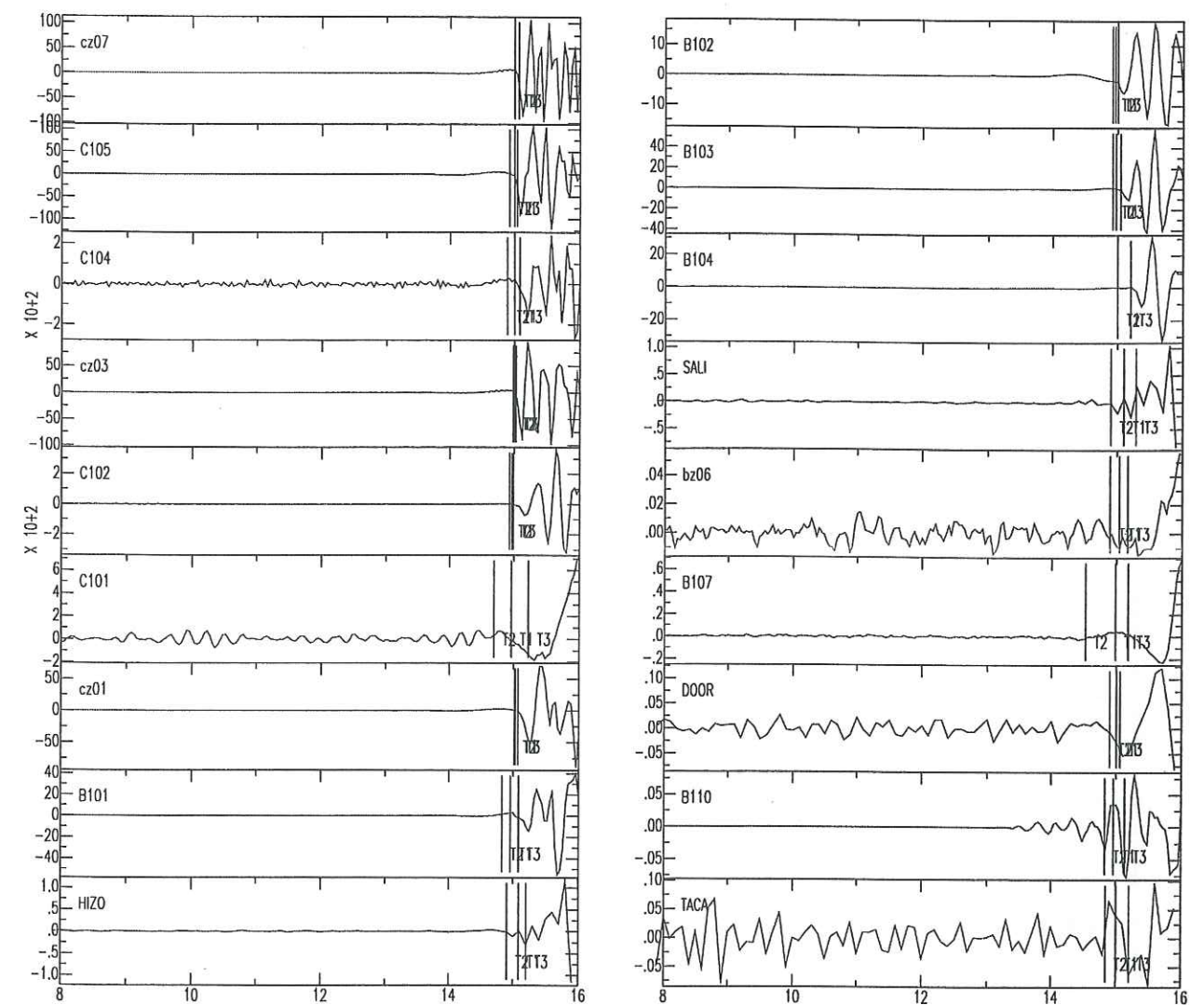


FIG. 4.6 – Exemple de pointés sur la première arrivée réalisés sur le séisme de référence. Pour chaque enregistrement, le nom de la station est indiquée en haut à gauche de l'encadré. T1, T2 et T3 sont associés à différents pointés de la première arrivée. L'écart entre T3 et T2 sera associé à l'incertitude sur le pointé. Les localisations du séisme et des stations sont représentées sur la figure 4.5. Tous les enregistrements ont été filtrés à l'aide d'un filtre passe-haut à 10 secondes et déconvolués de la réponse instrumentale.

#### 4.2.3 Identification de la première arrivée

Pour identifier la première arrivée d'un séisme crustal dans une croûte épaisse, nous avons tracé les hodochrones des temps d'arrivée des ondes Pn et Pg (onde directe) pour deux géométries différentes du Moho. Les vitesses considérées dans les modèles correspondent aux valeurs



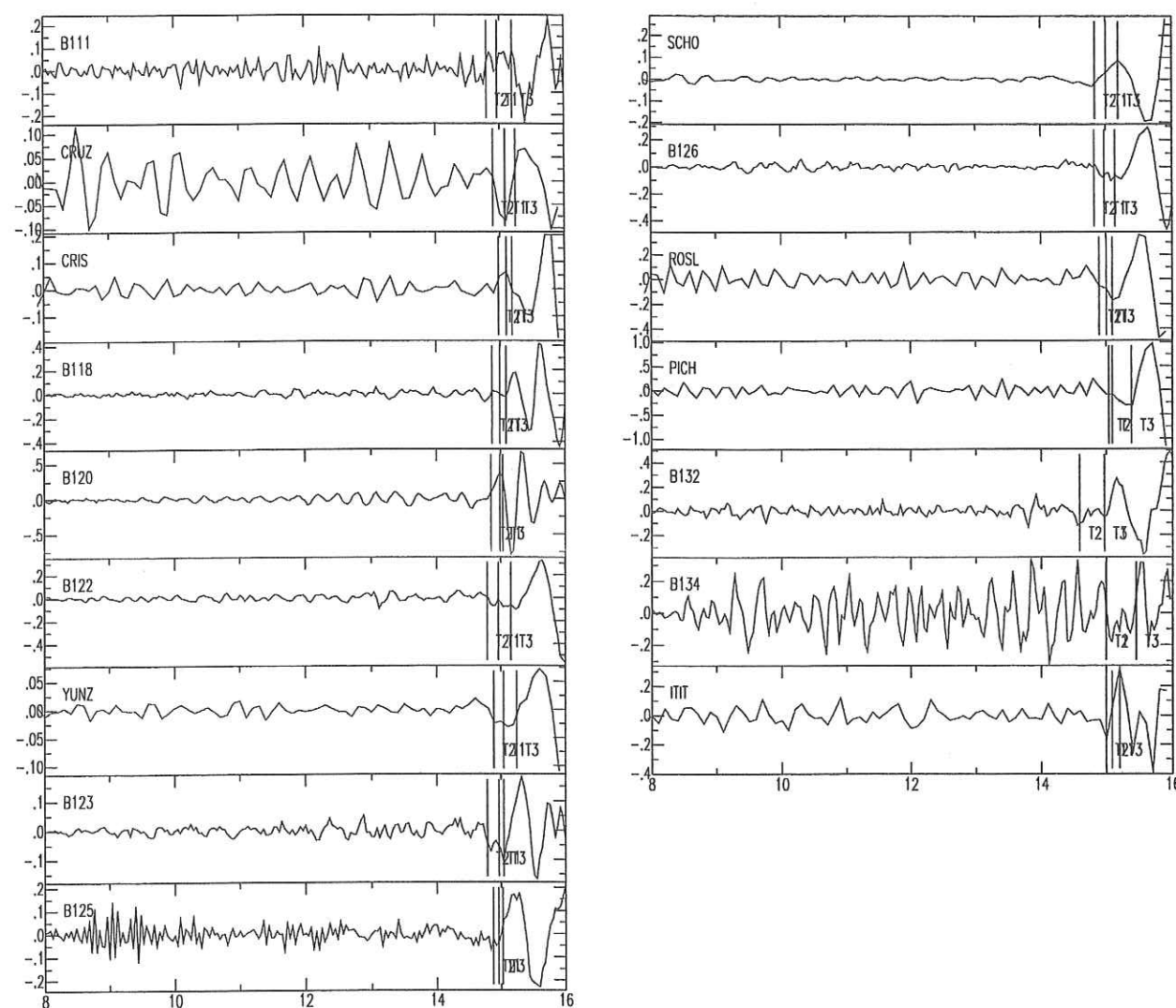


FIG. 4.7 – Suite de la figure 4.6

moyennes données par Wigger et al. (1994) pour les Andes Centrales à 21°S. Je rappelle ici que le calcul des hodochrones de l'onde Pn est fait dans l'hypothèse où l'onde suit la discontinuité du Moho. Sur la figure 4.9, on note que pour une source située à 20 km de profondeur dans un modèle à deux couches (cas plan horizontal), l'onde Pn est la première arrivée pour des distances épicentrales supérieures à 300 km. Si on considère une géométrie du Moho de forme trapézoïdale, proche de celle proposée par Beck et al. (1996) (voir page 22), l'onde Pn est déjà la première arrivée à 200 km de distance épicentrale. Bien entendu, ce schéma est fonction de la géométrie réelle du Moho et des variations de vitesse de propagation dans les deux milieux. La comparaison de l'hodochrone de l'onde Pn sur la figure 4.9 avec celle de la première arrivée

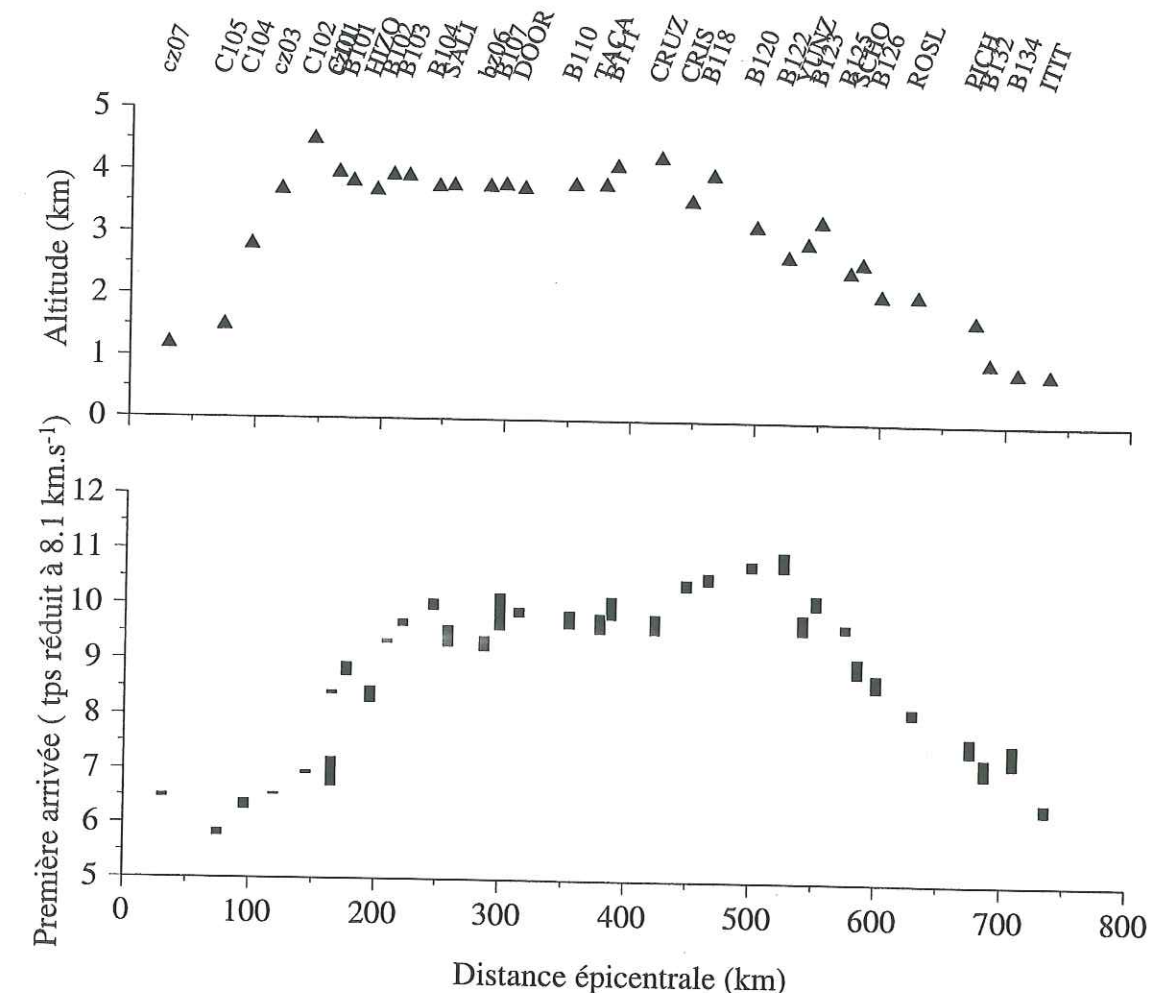


FIG. 4.8 – En haut, altitude des stations utilisées. En bas, temps réduits à 8.1 km/s, pointés sur la première arrivée pour le séisme de référence (figure 4.5). Les barres représentent l'incertitude des pointés.

sur la figure 4.8 montre qu'elles sont semblables. La première arrivée pourrait donc être l'onde Pn dès 200 km de distance épicentrale. Un autre élément doit être pris en considération qui est la vitesse apparente de l'onde. Une onde Pn se propageant le long d'un Moho horizontal a une vitesse apparente proche de la vitesse des ondes P dans le manteau. Dans le cas où l'interface plonge (ou remonte) doucement, la vitesse apparente diminue (ou augmente) mais elle reste élevée par rapport à la vitesse apparente de l'onde Pg qui est proche de la vitesse des ondes P dans la croûte. Sur la figure 4.8, la vitesse apparente de la première arrivée est proche de 8.1 km/s pour des distances comprises entre 250 et 430 km, et est supérieure à 8.1 km/s au delà de 530 km. Au delà de 250 km, la phase pointée correspond donc bien à une phase Pn. En revanche, pour des distances plus faibles entre 180 et 250 km, un doute sur la nature de l'onde (Pn ou Pg) peut subsister. Pour des distances encore plus courtes, la première arrivée



est associée à l'onde directe.

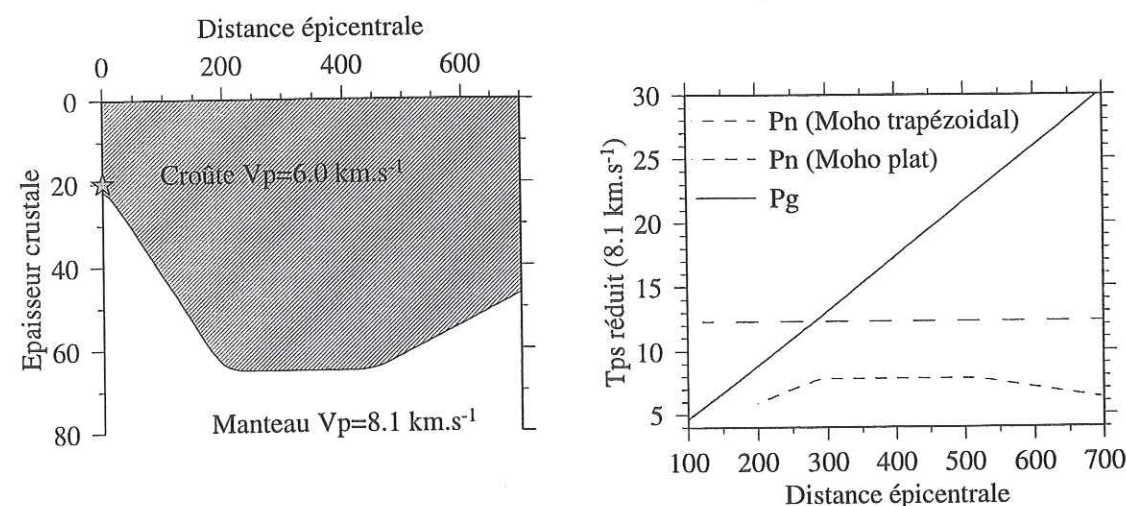


FIG. 4.9 – A gauche, coupe simplifiée de la croûte des Andes Centrales inspirée des résultats de Beck et al. (1996). L'étoile représente la localisation d'un séisme à une profondeur de 20 km. A droite, hodochrones des ondes Pn et Pg dans le modèle de gauche, et hodochrone d'une onde Pn dans un modèle à deux couches, où le Moho est plan horizontal à une profondeur de 65 km.

#### 4.2.4 Origine des variations des temps d'arrivée de l'onde Pn

Comme nous le mentionnions au paragraphe précédent, la similitude de forme des deux graphes de la figure 4.8 est troublante. En considérant une géométrie du Moho plane horizontale, les variations de l'altitude des stations où les enregistrements ont été faits correspondent aussi à des variations de la longueur du trajet parcouru par l'onde Pn dans la croûte, ce qui se répercute sur les temps de trajet. Néanmoins, même si cet effet existe, il ne peut être tenu pour responsable des fortes variations que nous observons car elles ne sont spatialement corrélées avec les changements de topographie qu'à une translation de 100 km près. En revanche, si on admet que les variations de la topographie sont corrélées (au moins en partie) avec des variations de la profondeur du Moho pour assurer une compensation isostatique de type Airy, alors la figure 4.9 apporte une explication à cette observation. On peut en effet faire sur cette figure l'observation que les variations de temps réduit d'arrivée de la Pn sont corrélées à un décalage près à la géométrie du Moho. Le décalage correspond au fait que le point d'émission de l'onde Pn à la base du Moho n'est pas situé à la verticale de la station où elle est observée en surface. Le retard de l'ordre d'une seconde pris par l'onde Pn entre les stations CRUZ (vers 420 km) et B122 (vers 520 km) sur la figure 4.9 semble donc être associé à l'approfondissement du

Moho sous les stations TACA, CRUZ et CRIS (100 km plus à l'ouest) documenté par Beck et al. (1996). Nous souhaiterions donc pouvoir vérifier quantitativement la compatibilité de ces affirmations, car par ailleurs, nos observations sont sensibles aux variations latérales de vitesse. Or, de telles variations ont été mesurées par exemple par Wigger et al. (1994), Dorbath et al. (1996), Dorbath et al. (1993) et Myers et al. (1998).

#### 4.2.5 Compilation des mesures

Pour éviter d'introduire un biais dans notre modélisation dû à des erreurs de pointés, nous allons prendre en compte l'ensemble des pointés réalisés pour les différents séismes crustaux localisés dans l'alignement des stations du réseau Lithoscope 1994 (figure 4.5). Ces séismes ont des localisations et des temps origines différents. Pour pouvoir les exploiter simultanément, il faut les recaler en distance et en temps les uns par rapport aux autres. Nous avons pris comme référence le séisme pour lequel nous disposons du plus grand nombre d'enregistrements et dont les pointés ont été présentés sur la figure 4.8. Sur la figure 4.5, on remarque que les stations ne sont pas alignées selon un profil rectiligne et que les séismes ne sont pas localisés dans le prolongement du profil moyen, aussi une distorsion des distances épicentrales risque d'être introduite. Ceci est particulièrement vrai pour stations TACA et ITIT qui sont les plus excentrées par rapport au profil moyen. Notons au passage que les observations qui seront faites à ces stations sont susceptibles d'être altérées par tout écart de vitesse dans la structure mantellique. Ceci montre que cette approche nécessite aussi l'hypothèse que la structure de la chaîne andine est axiale aux alentours de  $20^\circ\text{S}$ . Dans un premier temps, nous allons recaler les localisations des séismes par rapport au séisme de référence via la station HIZO. Pour chaque séisme et pour chaque station, nous avons soustrait à la distance source-station la différence entre la distance source-HIZO pour ce séisme et celle pour le séisme de référence. La station HIZO a été choisie car c'est l'unique station pour laquelle les pointés de l'onde Pn ont pu être faits pour tous les séismes. Sur la figure 4.10, sont présentées station par station, les écarts-types des distances épicentrales corrigées. Notons que les écarts-types les plus forts sont associés à des stations localisées à proximité de l'épicentre (cas de cz07, C105, C101, C102, C104) ou à des stations excentrées par rapport au profil moyen (cas de ITIT, PICH, TACA). A chaque station, ont été éliminés les enregistrements pour lesquels la distorsion est supérieure à 5 km ainsi que ceux dont la distance épicentrale avant correction est inférieure à 200 km parce que la première arrivée est une onde Pg.

Les ensembles de pointés associés à chaque séisme ont été ensuite translatés en temps pour s'aligner sur les pointés effectués sur le séisme de référence de sorte à minimiser la somme des variances des mesures faites à chaque station. Le résultat de cette transformation est tracé sur







permet d'écrire que l'angle critique  $i_c$  s'écrit:

$$i_c = \sin^{-1} \left( \frac{V_c}{V_m} \right) \quad (4.7)$$

Connaissant la localisation du point A d'émission à la base de la croûte de l'onde Pn qui va être enregistrée à une station donnée, le calcul du temps de propagation est purement géométrique. Néanmoins, dans un modèle où la profondeur du Moho et la topographie varient latéralement, c'est plus délicat. Pour résoudre ce problème, nous avons réalisé un abaque des temps d'arrivée de l'onde Pn à une altitude de 10 km en émettant des rais depuis la base de la croûte vers la surface à angle critique. Connaissant la localisation de la station, il suffit de rechercher le rai qui vient éclairer la station. Pour limiter le nombre de calculs, ce temps est interpolé entre les deux rais dont les impacts encadrent la localisation de la station. L'excès de topographie (10-altitude) pris en compte dans le calcul est ensuite corrigé. C'est ainsi qu'a été calculée l'hodochrone de l'onde Pn dans le modèle trapézoïdal de la figure 4.9

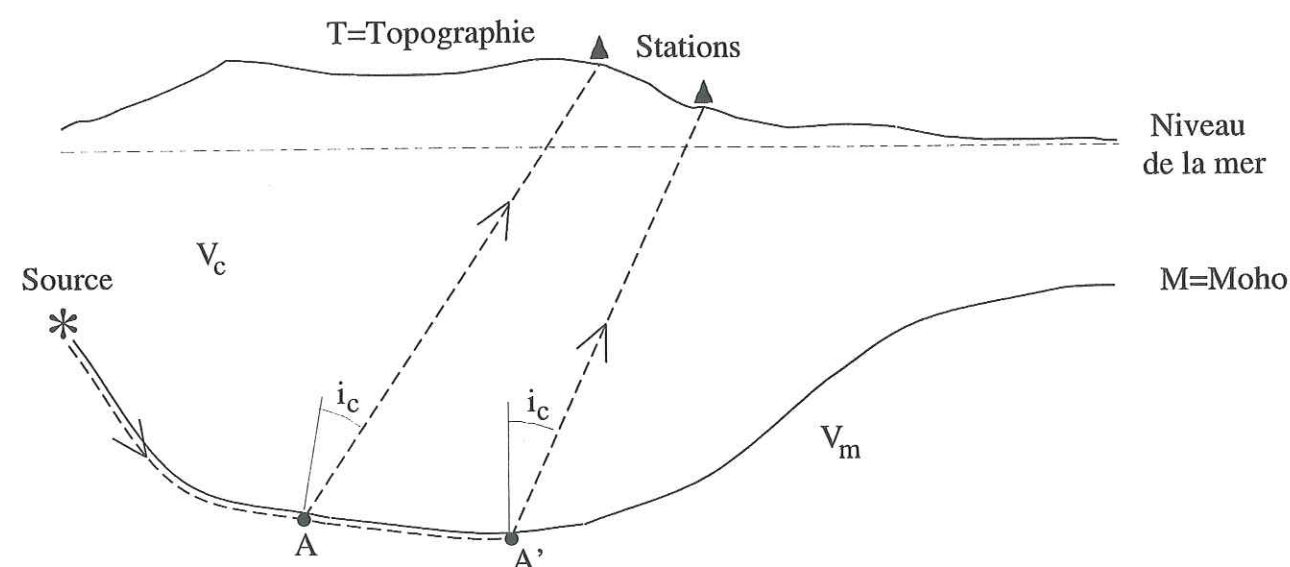


FIG. 4.12 - Coupe schématique de la croûte des Andes Centrales semblable à celles définies par James (1971), Wigger et al. (1994) et Beck et al. (1996). Dans cette illustration, le trajet de l'onde Pn suit la discontinuité de vitesse du Moho.

### Problème inverse

A partir d'un modèle de géométrie du Moho lisse, nous allons déterminer la différence entre les temps d'arrivée de l'onde Pn observés et calculés dans le modèle théorique. Quelles sont les modifications à apporter au modèle pour réduire cette erreur? Pour répondre à cette question,

nous travaillerons en temps relatif car la profondeur et le temps origine de la source de référence dans notre problème ne sont probablement pas parfaitement déterminés. Ceci équivaut à placer la source sur le Moho et à modifier le temps origine dans le problème direct. Si on considère que le modèle se compose des vitesses dans le manteau et la croûte, de la géométrie de la source, et du temps origine de l'événement, la résolution de ce problème n'est pas possible à l'aide des seules informations dont nous disposons. Il existe une indétermination entre l'inclinaison du Moho et la vitesse de propagation dans le manteau. Pour lever cette indétermination, on peut de manière analogue aux techniques employées en sismique réfraction, chercher à faire une observation le long du même profil mais pour une onde Pn se propageant dans l'autre sens. Cependant, nous ne disposons pas d'enregistrement de séismes localisés à l'Est dans l'alignement du profil. De plus, la profondeur absolue de l'interface ne peut être résolue avec la seule onde Pn. Le but n'est donc pas de résoudre la totalité du problème posé mais seulement de tester quelques unes des observations sur les vitesses et la géométrie du Moho. Puisque la profondeur absolue ne peut être contrainte, un point de référence sur le Moho va être fixé à une certaine profondeur et les variations latérales de la géométrie du Moho seront calculées par rapport à ce point. Nous avons considéré comme point de référence le Moho sous la station SALI. Ce choix a été motivé par la stabilité des résultats sur la profondeur du Moho que Beck et al. (1996) ont obtenu dans cette région et le fait que le coefficient de Poisson et la vitesse dont dépend la détermination de la profondeur ont pu y être mesurés (Zandt et al., 1996; Beck et al., 1996). La profondeur sous la station SALI a été fixée à 59 km pour une vitesse d'onde P dans la croûte de 6 km/s.

Résumons le problème:

- on se donne un point de référence sur le Moho dont la profondeur sera considérée connue.
- on connaît  $V_c$  et  $V_m$ , vitesses dans la croûte et dans le manteau (que nous allons considérer constantes pour la clarté de l'explication)
- on connaît  $M=(x_{moho}, z_{moho})$  et  $T=(x_{topo}, z_{topo})$ , coordonnées du Moho et de la surface et le temps origine à l'itération (n)
- on a calculé les écarts entre les observations et les prédictions  $\delta t_{Pn}$ .
- on cherche  $\delta M$  tel que la variance sur les écarts  $\delta t_{Pn}$  soit réduite.

L'écriture du Jacobien de ce problème est difficile car le point A n'est pas déterminé explicitement. Puisque la variation de la géométrie du Moho se traduit par une variation de la pente locale de l'interface et donc par un changement de l'angle critique, nous n'avons pas pu décrire quelle allait être la nouvelle position du point A. Cependant, nous faisons l'hypothèse que son déplacement sur l'interface n'a pas beaucoup d'influence sur le temps de parcours dans



la mesure où les variations de la pente et de la distance parcourue dans le manteau restent faibles. Ce critère sera assuré par la pondération du modèle. L'écart  $\delta t_{P_n}$  va être directement converti en une modification de la profondeur du segment sur lequel se situe le point d'émission A. C'est cette matrice que nous inversons par un schéma de moindres carrés pondérés similaire à celui déjà exposé pour l'inversion des amplitudes spectrales des ondes Lg et Pg.

Pour stabiliser la solution, nous avons ajouté des relations entre les inconnues évitant une trop grande sous-détermination du problème. Ces relations assurent l'homogénéité des variations de la géométrie de l'interface sur l'ensemble du profil. Elles s'écrivent sous la forme:

$$\delta z_{moho_i} = \frac{\delta z_{moho_{i-1}}}{2} + \frac{\delta z_{moho_{i+1}}}{2} \quad (4.8)$$

où  $\delta z_{moho_k}$  désigne la variation de la profondeur du Moho au point d'indice k sur l'interface.

Ce critère doit être plus ou moins respecté suivant la valeur de variance que nous attribuerons à cette "donnée". Donc, la rétro-propagation de l'écart  $\delta t_{P_n}$  se fait sur la profondeur du segment où se trouve le point A, mais aussi sur les segments voisins. Il a été choisi pour éviter de générer des oscillations de courtes longueurs d'onde. En effet, des variations de courtes longueurs d'onde engendrent de fortes instabilités des valeurs de l'angle de réfraction du rai dans la croûte. Des instabilités peuvent malgré tout survenir au cours des itérations qui sont détectées sur la base que le temps d'arrivée de l'onde Pn doit être croissant avec la distance. Tout écart à cette règle résulte en une procédure de lissage du Moho obtenu. Ce choix semble raisonnable dans un modèle très lisse où la courbure locale de l'interface est choisie pour être faible. Pour éviter de donner un poids trop grand à des pointés erronés, nous avons affecté une grande incertitude aux pointés pour lesquels la différence entre la mesure et le temps prédit est supérieure à 1.8 fois l'écart-type moyen calculé sur l'ensemble des pointés. Environ 5% des données sont concernées.

### Variantes

L'onde Pn est une onde conique, réfractée le long ou juste en dessous de la discontinuité de vitesse qui sépare la croûte du manteau (Hearn et al., 1991; Lay et Wallace, 1995; Aki et Richards, 1980). Cette définition reste vague quant au trajet réellement suivi par l'onde Pn. Considérons une géométrie du Moho un peu plus marquée que celle de la figure 4.12, comme celle de la figure 4.13. Nous allons interpréter l'onde Pn comme le résultat de la propagation de proche en proche des perturbations le long de l'interface. Lorsqu'un point de l'interface est soumis à la perturbation qu'occasionne le passage d'un front d'onde, il se comporte comme une source secondaire et rayonne à son tour. Observons ce que cela implique sur la figure 4.13. Lorsque l'onde Pn atteint le point A, celui-ci se comporte comme une source secondaire. La

perturbation réémise se propage le long de l'interface vers le point B, comme dans le schéma décrit précédemment. Par contre, la perturbation issue du point A se propage directement au point C au travers du manteau. Nous allons reproduire ce schéma en considérant les points de discrétisation de l'interface comme des sources secondaires. Au point C, l'angle de réfraction du rai dans la croûte par rapport au Moho n'est plus égal à  $i_c$ . Dans la loi de Snell-Descartes, il faut prendre l'angle d'incidence sur l'interface en considération. L'angle d'incidence de ce rai dans la croûte (par rapport à la verticale) sera plus faible que celui que nous aurions estimé dans la première approche. Ceci va décroître le temps de parcours encore un peu plus et fait effectivement de ce rai le premier à atteindre la station en surface. Si un rai direct se propageant dans le manteau existe géométriquement, il sera considéré comme celui ayant produit la première arrivée.

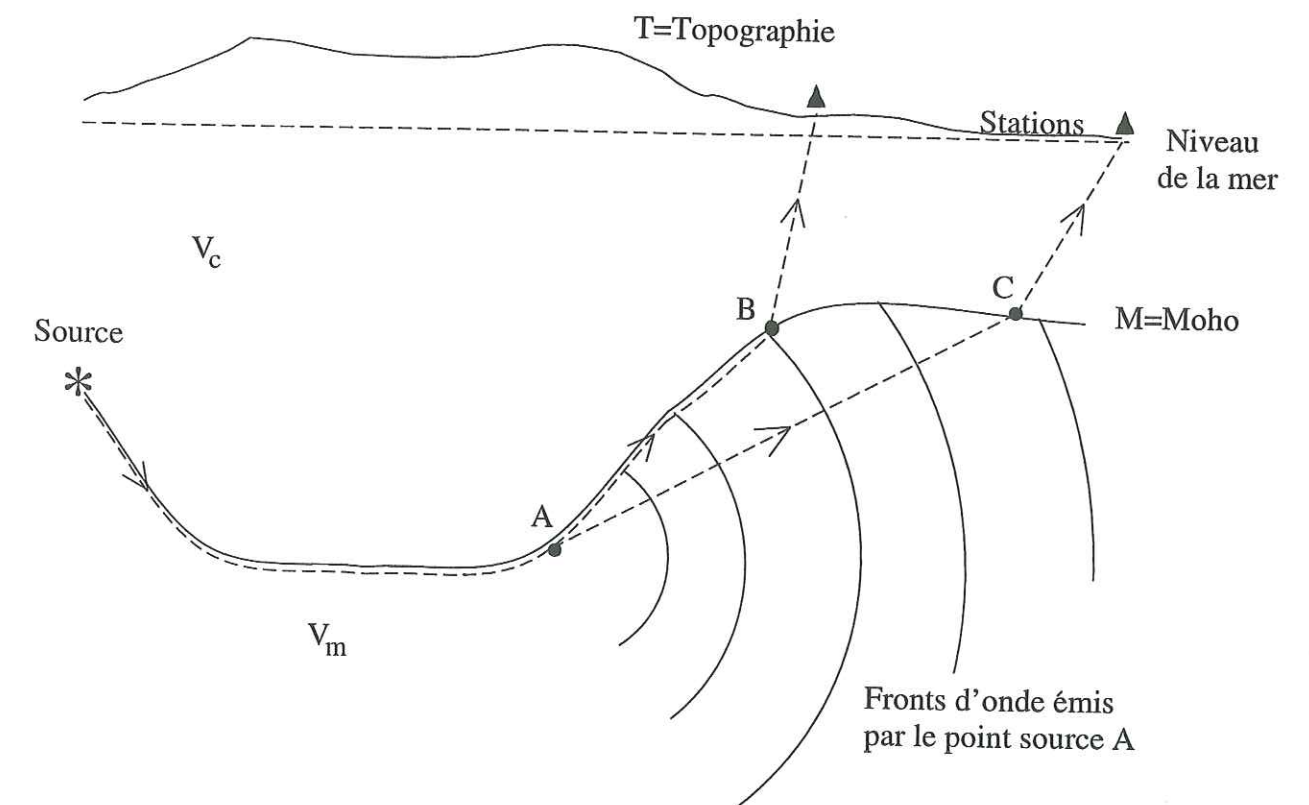


FIG. 4.13 – Même légende que figure 4.12 pour une onde Pn interprétée comme le résultat de la ré-émission de la perturbation par un point source secondaire A. Le trajet suivi par l'onde est ici défini comme le plus court chemin entre le point A et le point d'émission vers la surface (B ou C).



De plus, pour pouvoir prendre en compte des variations latérales de vitesse dans le manteau ou dans la croûte telles qu'elles ont été vues par Wigger et al. (1994) en sismique réfraction, le code de calcul a été légèrement modifié. Les rais ont été discrétisés sur l'ensemble du parcours source-station. Les tests que nous avons réalisés ont montré que la solution trouvée est stable quelque soit la géométrie de départ (plane, avec approfondissement ou remontée de l'interface).

#### 4.2.7 Test du modèle de Beck et al. (1996), $V_p$ =constante

Dans un premier temps, pour pouvoir comparer nos résultats avec ceux de Beck et al. (1996), les vitesses de propagation des ondes P ont été fixées à 6 km/s pour la croûte et à 8.1 km/s pour le manteau (vitesses employées par ces auteurs). Nous effectuerons aussi la comparaison des résultats obtenus dans les deux définitions du trajet de la Pn (le long du Moho ou le trajet le plus direct dans le manteau).

##### Onde Pn se propageant le long du Moho

Sur la figure 4.14 en haut, nous avons tracé la géométrie du Moho déduite de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Pn et calculée pour une onde Pn se propageant le long du Moho. A cette géométrie, nous avons superposé les résultats de Beck et al. (1996). Il est à noter le bon accord entre les temps d'arrivée de l'onde Pn et ceux calculés pour la structure décrite en haut de la figure. On constate que les résultats de l'inversion de la géométrie du Moho présentent de grande similitude de forme avec les résultats proposés par Beck et al. (1996). Entre les stations SALI et CRIS qui sont situées sur l'Altiplano et la partie occidentale de la Cordillère Orientale (250 à 450 km), notre détermination est tout à fait compatible avec celle de Beck et al. (1996). La première exception notable à cette similitude concerne la Cordillère Occidentale (vers 180 km) où l'approfondissement du Moho trouvé par Beck et al. (1996) n'existe pas dans nos résultats. Les pointés des premières arrivées aux stations B102 et B103 (vers 220 km) qui contraignent la profondeur sous le flanc Ouest de la Cordillère Occidentale correspondent toutefois à des distances où un doute sur la nature de l'onde peut subsister (Pg ou Pn). En revanche, les stations Bz06, B107 et DOOR qui imposent la profondeur du Moho sous le flanc Est sont situées à 300 km de distance épacentrale, distance pour laquelle la première arrivée ne peut être qu'une Pn (vitesse apparente de 8.1 km/s). On note l'existence d'une autre différence sous le flanc Est de la Cordillère Orientale et sous la Zone Subandine, où les profondeurs de Moho que nous obtenons sont significativement plus faibles.

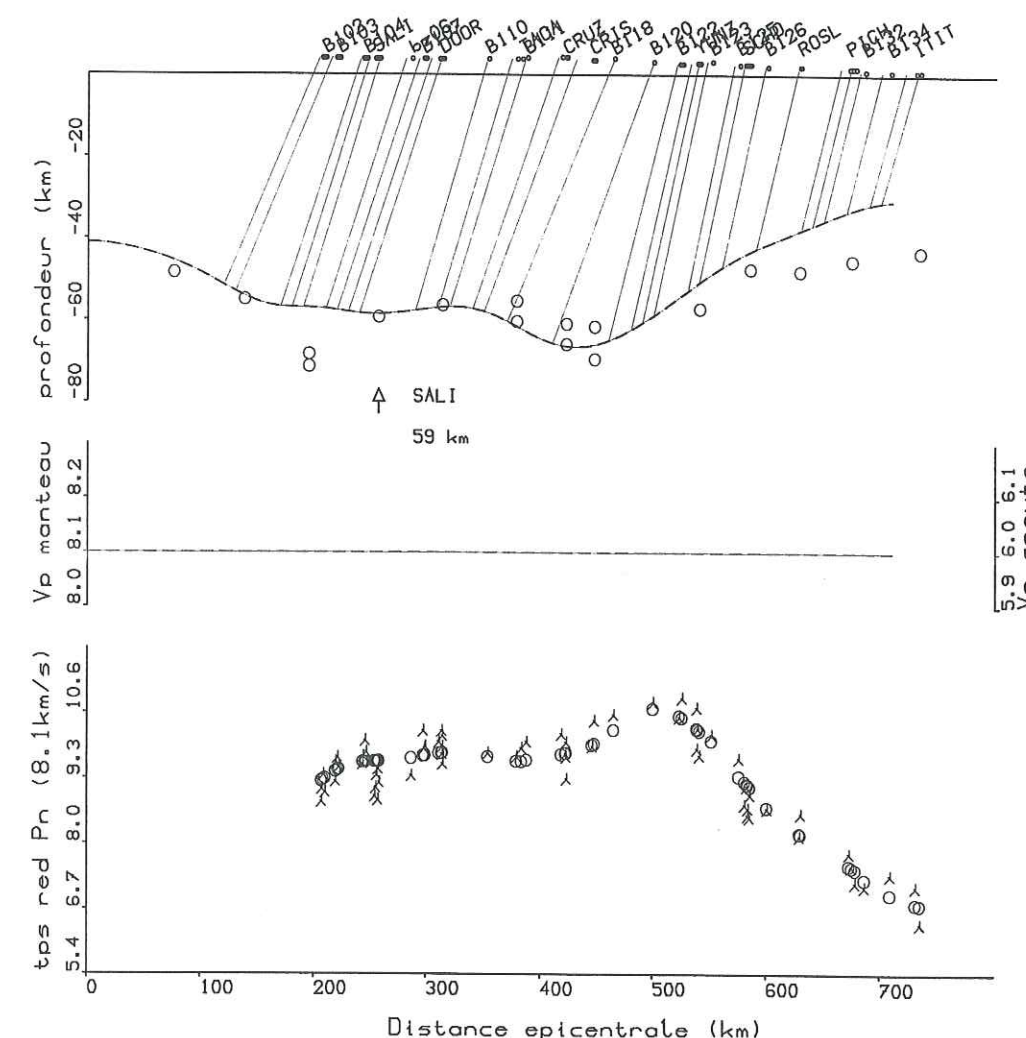


FIG. 4.14 – En haut, géométrie du Moho déduite de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Pn (trait en pointillés). Nous avons fait l'hypothèse que l'onde se propageait le long de l'interface. Les cercles correspondent aux résultats de Beck et al. (1996). L'exagération verticale est de 10:3. Le profil correspond environ à une coupe EW de la structure andine à 20°S (figure 4.5). La station de référence est indiquée. Les rais ne sont donnés qu'à titre indicatif, car les temps de parcours sont calculés par interpolation. Au milieu, modèles de vitesse de propagation des ondes P pour la croûte (trait en pointillés, échelle de droite) et pour le manteau (trait plein, échelle de gauche). En bas, comparaison entre les observations (triangles) et la modélisation (cercles) des temps de propagation de l'onde Pn. L'axe horizontal est commun aux trois graphes. La valeur de la distance épacentrale est calculée à partir de la localisation d'un séisme de référence dont la localisation est 70.17°W; 19.87°S. Le profil correspond à celui le long duquel ont été installées les stations des réseaux Lithoscope 1994 et BANJO.



### Onde Pn se propageant le long du trajet le plus direct

On peut se demander si la différence d'épaisseur de croûte de l'ordre de 10 km entre nos résultats et ceux de Beck et al. (1996) dans la région frontière entre la Cordillère Orientale et la Zone Subandine, n'est pas due à une sur-estimation du temps de parcours de l'onde Pn en considérant un trajet le long du Moho. Sur la figure 4.15, nous avons donc tracé le résultat de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Pn calculés le long du chemin le plus court dans le manteau (en conservant les mêmes paramètres dans l'inversion). On note que les changements sont minimales entre les deux procédures de calcul. L'écart entre nos résultats et ceux de Beck et al. (1996) est un peu réduit, cependant l'ensemble des remarques qui ont été faites sur l'exemple précédent reste valable. Même si les différences entre les deux approches restent faibles, c'est la dernière approche du calcul de l'onde Pn qui nous semble la plus complète. En conséquence c'est celle que nous emploierons dorénavant.

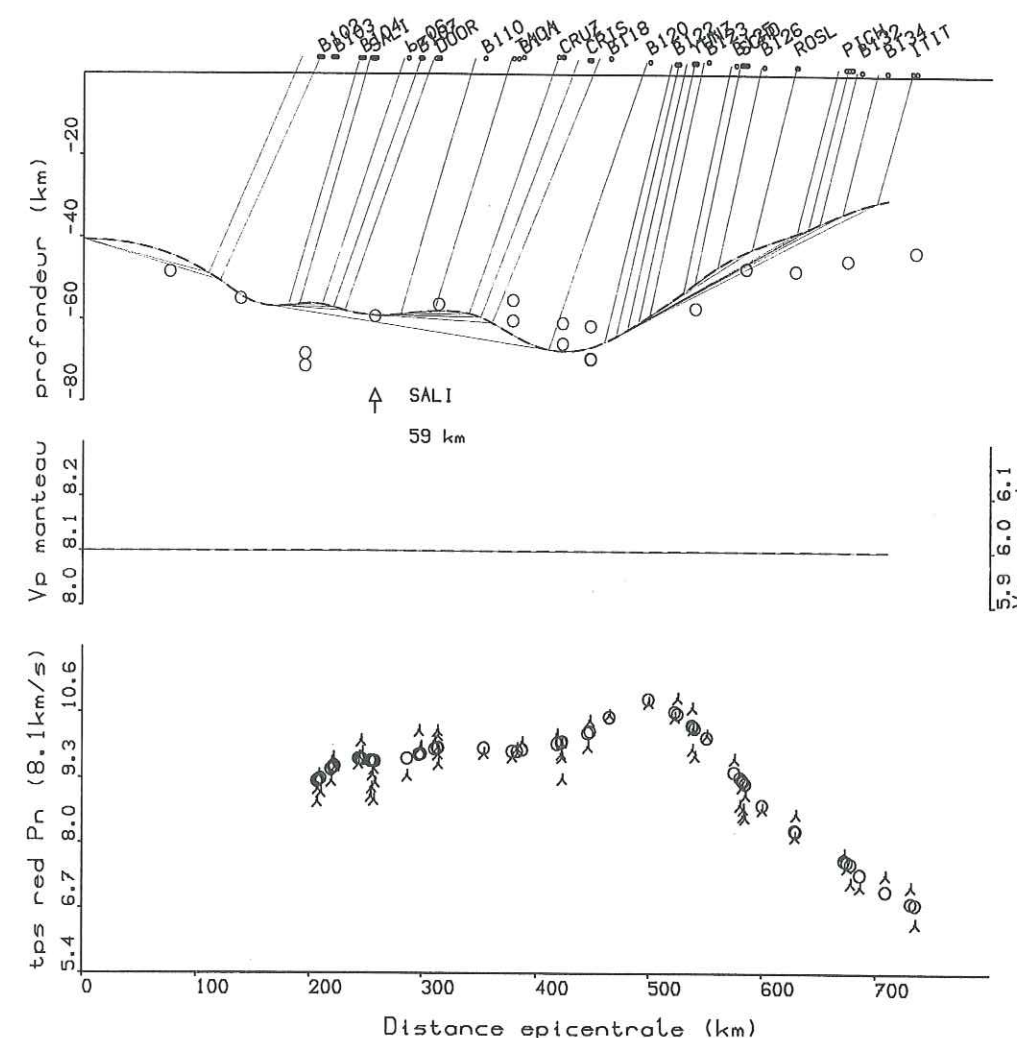
Pour se rendre compte des différences sur les temps de propagation de Pn qu'impliquerait le modèle de Beck et al. (1996), nous avons imposé dans notre calcul la géométrie trouvée par ces auteurs. Les valeurs des vitesses de propagation dans la croûte et dans le manteau n'ont pas été changées. Les temps de propagation de l'onde Pn associés à ce profil ont été calculés et tracés sur la figure 4.16. On remarque que la contrainte sur la profondeur à la station HIZO (vers 200 km) n'a pas été respectée à cause des critères sur les minimums de courbure que nous avons imposés. On montre ainsi que les différences entre les temps calculés et observés sont beaucoup plus importantes que lorsque la géométrie du Moho est issue de l'inversion (figure 4.15).

#### 4.2.8 Test du modèle de Beck et al. (1996) avec Vp variable

Il est bien évident que ces écarts que nous venons de décrire peuvent être dus à de simples variations latérales de vitesses dans le manteau ou dans la croûte. C'est ce que nous nous proposons de tester dans un modèle de vitesse plus réaliste. Nous utiliserons comme référence le modèle proposé par Wigger et al. (1994) pour un profil situé à 21°S (voir figures 1.11, page 30). Cette étude va nous servir de référence pour construire un modèle de vitesse. On va, dans cette partie, essayer par tous les moyens de rendre nos résultats compatibles avec les mesures de Beck et al. (1996).

#### Vp variable dans le manteau

La première étape va consister à n'introduire que des variations latérales de vitesse dans le manteau. Les vitesses des ondes P dans le manteau proposées par Wigger et al. (1994) sont: dans la région qui correspond à l'avant-arc:  $V_p=7.9$  km/s, dans la zone subandine et une partie









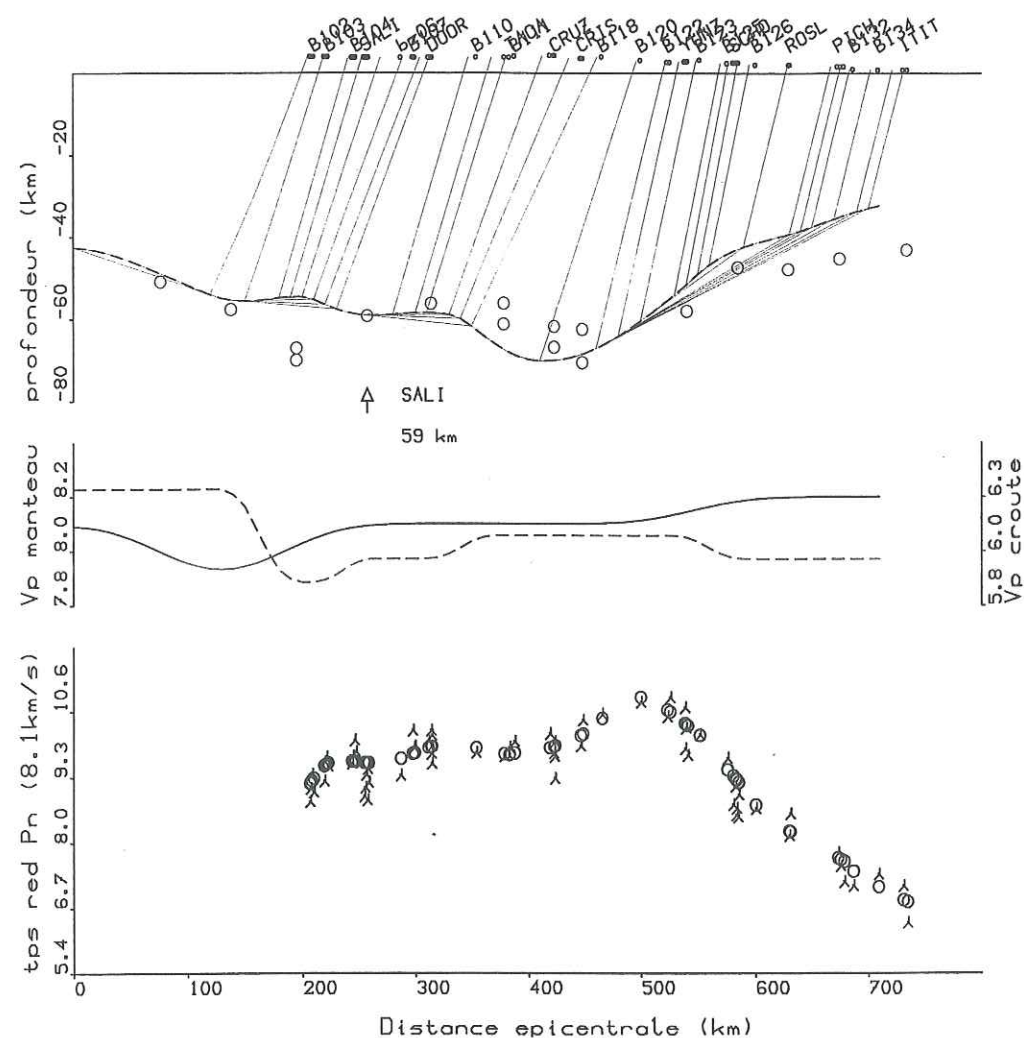


FIG. 4.17 – Même légende que figure 4.14 en utilisant un schéma où l'onde Pn se propage par le chemin le plus court dans le manteau et pour un profil de vitesse dérivé du modèle de Wigger et al. (1994).

en évidence sous la région de Los Frailes (entre 350 et 450 km) une zone à faible vitesse  $S$  très prononcée et une autre dont la réduction de vitesse est un peu plus modérée dans la Cordillère Orientale à l'Est de Los Frailes (voir par exemple chapitre 3, page 161). D'après les résultats de la tomographie des temps d'arrivée de séismes locaux faite par Myers et al. (1998), cette anomalie existe aussi en vitesse d'ondes  $P$ . Considérons un modèle de vitesse où la vitesse dans la croûte serait réduite entre ces stations. Ce choix semble intéressant car dans un tel modèle de vitesse, le retard de l'onde  $P_n$  aux stations B118 à YUNZ (entre 460 et 540 km) serait donc dû à la présence d'une zone lente dans la croûte. Cette zone lente n'affecterait pas les ondes

Pn observées aux stations situées au-delà de YUNZ (au delà de 540 km). Cette manoeuvre permettrait de réduire l'écart de topographie entre la limite Altiplano-Cordillère Orientale et la Zone Subandine qui nous pose problème. Les essais que nous avons effectués révèlent que pour être efficace, l'anomalie de vitesse doit être très importante et placée légèrement à l'Est de Los Frailes. Sur la figure 4.18, nous montrons un modèle dans lequel nous avons introduit une zone extrêmement lente localisée au niveau de la ceinture volcanique intérieure. La vitesse dans la zone la plus lente de la croûte est de 5.5 km/s dans ce modèle, et elle ne permet d'observer finalement encore qu'une mince amélioration.

Il semble donc difficile de réconcilier notre modélisation de la géométrie du Moho avec celle obtenue par Beck et al. (1996). Cette différence est probablement le résultat de la modélisation simpliste des temps d'arrivée de l'onde Pn que nous avons réalisée avec une géométrie lisse dans un modèle de vitesse très simple sans gradient vertical, mais elle est aussi probablement due à des variations du rapport  $V_p/V_s$  auxquelles les délais P-Ps sont très sensibles. La valeur du rapport  $V_p/V_s$  de 1.73 utilisée par Beck et al. (1996) ne semble pas appropriée dans la région de Los Frailes. Masson et al. (1998b) et Myers et al. (1998) trouvent d'ailleurs des valeurs plus élevées (pour la première référence voir page 154).

### 4.3 Conclusions

Le manque de données et peut-être aussi le fait que la fréquence de coupure des capteurs est trop élevée, ne nous ont pas permis de détecter des ondes P converties en ondes S au Moho.

L'hodochrone réduite à 8.1 km/s de l'onde Pn au travers des Andes Centrales présente de fortes variations latérales. Ces variations latérales ont été attribuées à des changements de forme du Moho ainsi qu'à des variations de vitesses dans la croûte et le manteau. En faisant des hypothèses sur la structure en vitesse et en fixant la profondeur en un point de référence, nous avons pu inverser les temps d'arrivée de l'onde Pn pour obtenir une géométrie du Moho au travers des Andes Centrales qui soit compatible avec nos observations. Les profondeurs du Moho calculées dans un modèle de vitesse dérivé de celui de Wigger et al. (1994) et en fixant la profondeur sous la station de référence SALI, sont comprises d'Est en Ouest, entre 32 km et 40 km sous la Zone Subandine, entre 40 et 70 km sous la Cordillère Orientale et entre 67 et 59 km sous l'Altiplano. Exception faite des résultats sous la Cordillère Occidentale, la forme globale du Moho que nous obtenons est en bon accord avec celle trouvée par Beck et al. (1996). Sous la Cordillère Occidentale, nous n'observons pas l'approfondissement du Moho vu par Beck et al. (1996). En effet, dans cette région, la croûte a une épaisseur semblable à celle sous



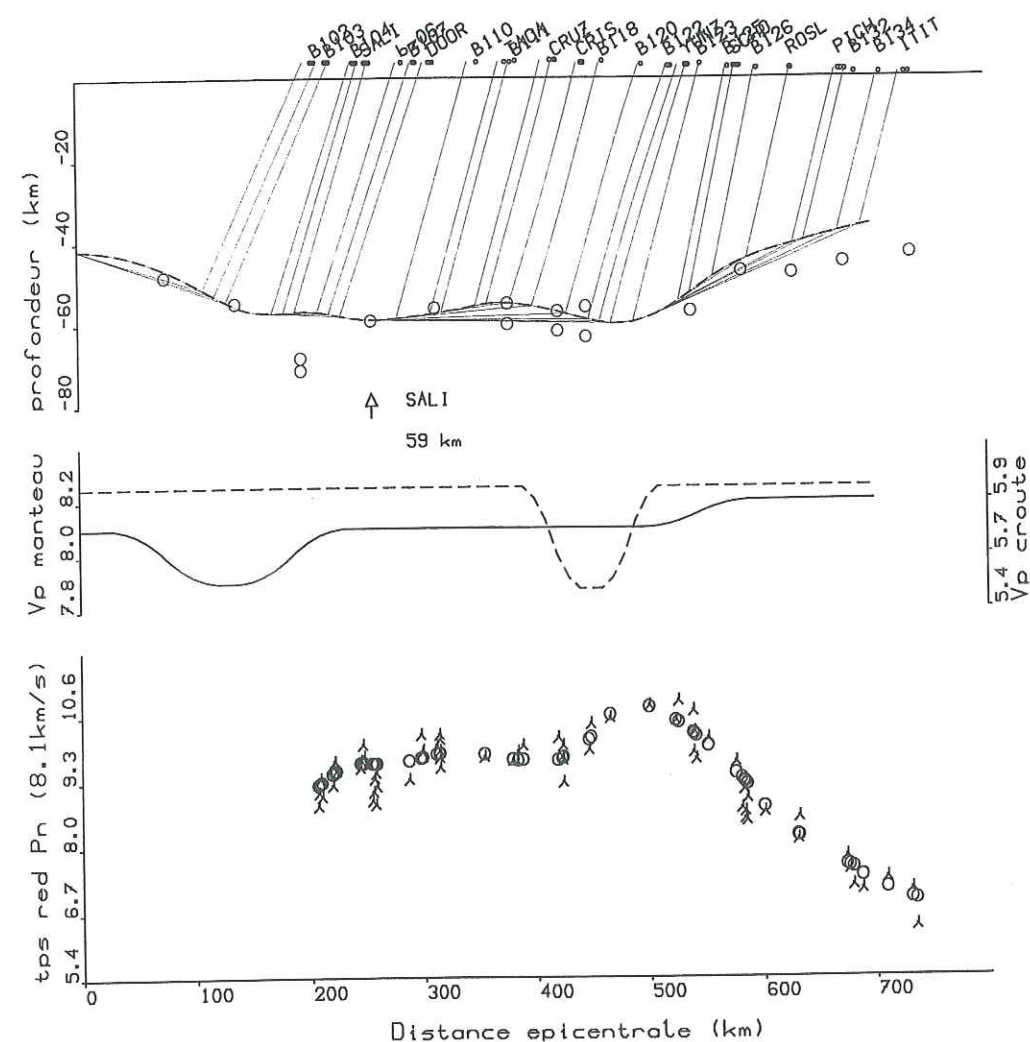


FIG. 4.18 – Même légende que figure 4.14 pour un modèle avec une réduction latérale de vitesse dans la croûte .

l'Altiplano (voire plus faible selon la valeur de  $V_p$  considérée dans la croûte). Une différence existe également dans la partie Est de la Cordillère Orientale et dans la Zone Subandine où les épaisseurs dans nos modèles sont plus faibles que celles observées par Beck et al. (1996). Nos efforts pour trouver un modèle de vitesse qui puisse rendre compte de nos observations et des épaisseurs de croûte déterminées par Beck et al. (1996) n'ont pas abouti. Ces différences que nous évoquions pourraient être liées à l'existence d'une anomalie du rapport  $V_p/V_s$  dans la croûte sous les Cordillères Occidentale et Orientale. L'existence d'une telle anomalie a d'ailleurs été documentée par Masson et al. (1998b) et Myers et al. (1998). En effet, une augmentation de  $V_p$  associée à une diminution de  $V_s$  dans la croûte sous les deux Cordillères se traduiraient

par un approfondissement du Moho dans nos modèles et par une remontée de celui de Beck et al. (1996). Un élément en faveur de notre détermination est que l'épaisseur de croûte mesurée sur un modèle moyen issu des inversions des courbes de dispersion des ondes de Love et de Rayleigh dans la région dite de la "Cordillère Orientale" (figure 3.35), est elle aussi (45-50 km) plus faible que celle de Beck et al. (1996) (60 km en moyenne). Le véritable modèle d'épaisseur crustale est donc probablement un modèle intermédiaire entre notre détermination et celle de Beck et al. (1996).



## Chapitre 5

### Discussion - Conclusions

L'objectif de cette thèse a été de caractériser la structure lithosphérique des Andes Centrales par différentes analyses des données sismologiques des campagnes Lithoscope 1994, BANJO et SEDA. Cette caractérisation s'insère dans une thématique plus générale qui porte sur l'origine et l'évolution de cette partie des Andes et plus particulièrement du haut-plateau de l'Altiplano-Puna. Nos travaux se sont inscrits en complémentarité des études de tomographie de vitesse réalisées par d'autres équipes à partir des mêmes jeux de données (Dorbath et al., 1996; Masson et al., 1998a; Myers et al., 1998). Nous avons voulu présenter ici nos conclusions en séparant ce qui est du domaine de l'observation (première partie) des interprétations et/ou synthèses par essence plus spéculatives qui seront présentées en seconde partie.

#### 5.1 Rappel: principaux résultats de nos mesures

Dans le premier chapitre, nous avons posé les problématiques liées à l'existence des Andes Centrales et de leur trait le plus remarquable qu'est l'Altiplano-Puna. Les questions qui ont motivé les campagnes sismologiques de 94-95 et, par conséquent, le sujet de cette thèse sont brièvement rappelées ici. Quelle est l'ampleur du sur-épaississement crustal associé aux fortes topographies? Quelles sont les modalités de ce sur-épaississement? Et par conséquent, quelle est la structure crustale? Quel rôle joue le manteau supérieur dans la formation des Andes Centrales? Quelle est la structure du manteau supérieur?

La régionalisation du facteur de qualité moyen de la croûte pour les ondes S et P basée sur la décroissance spatiale de l'amplitude spectrale des ondes Lg et Pg nous a permis de cartographier ses anomalies (figure 5.1 A et B). Elle révèle l'existence de très fortes variations latérales de Qs et Qp dans la croûte. Ainsi, l'Altiplano dans sa globalité se caractérise par une très forte atténuation des ondes Lg et Pg. Plus dans le détail, nous avons pu mettre en évidence des zones

d'intense atténuation comme par exemple la région de Los Frailes sur la frontière orientale de l'Altiplano. L'atténuation des phases régionales semble être principalement due à la diffraction. Nous avons interprété cela comme un indice en faveur de la présence d'hétérogénéités de petites échelles dans la croûte de l'Altiplano.

Par inversion de l'hodochrone de l'onde Pn le long d'un profil recoupant la chaîne, nous avons déterminé une géométrie du Moho compatible avec nos observations (trait pointillé sur la figure 5.1C). Exception faite des résultats obtenus sous la Cordillère Occidentale, la forme globale du Moho que nous obtenons est en bon accord avec celle de Beck et al. (1996) (carrés sur la figure 5.1C): profondeur à peu près constante sous l'Altiplano, approfondissement sous la Cordillère Orientale puis amincissement crustal progressif jusque sous la Zone Subandine. Dans la Cordillère Occidentale, Beck et al. (1996) observent un approfondissement du Moho que nous ne prédisons pas. Dans cette région, la croûte a, dans nos modèles, une épaisseur équivalente à celle de l'Altiplano, voire légèrement plus faible selon la valeur de la vitesse considérée pour les ondes P dans la croûte comme nous l'avons montré. Une différence de profondeur de Moho assez importante (10 km) existe également dans la Zone Subandine et la partie Est de la Cordillère Orientale. Cette incompatibilité des résultats est probablement due aux hypothèses sur Vp et Vs dans la croûte faites dans leur étude et celles sur Vp dans la croûte et dans le manteau faites dans la nôtre. Toutefois, les écarts observés ne peuvent être entièrement expliqués par des variations latérales de Vp dans la croûte et dans le manteau. En revanche, une augmentation de Vp associée à une diminution de Vs dans la croûte sous les Cordillères Occidentale et Orientale se traduiraient dans ces régions par un épaississement crustal de notre modèle et un amincissement de celui de Beck et al. (1996), réduisant de ce fait les différences qui existent entre nos profondeurs de Moho. L'analyse tomographique de Masson et al. (1998b) met effectivement en évidence une forte augmentation de Vp/Vs dans la croûte des deux Cordillères. Le véritable modèle d'épaisseur crustale est probablement compris quelque part entre la détermination de Beck et al. (1996) et la nôtre.

Nous avons calculé les fonctions récepteurs dans le but d'identifier des ondes converties au Moho, mais aussi des conversions intra-crustales. En effet, nous recherchions un indice de l'existence éventuelle d'un chevauchement d'échelle crustale qui contribuerait à l'épaississement dans un modèle de raccourcissement tectonique. Il permettrait alors d'expliquer la grande épaisseur de la croûte sous l'Altiplano et l'origine du volume crustal actuellement inexpliqué dans les coupes équilibrées des Andes Centrales (Schmitz, 1994; Baby et al., 1996, voir figure 1.17 page 38). Cela supposerait aussi qu'un tel chevauchement soit associé à un contraste d'impédance acoustique. Le mauvais fonctionnement des stations trois composantes de la campagne Litho-



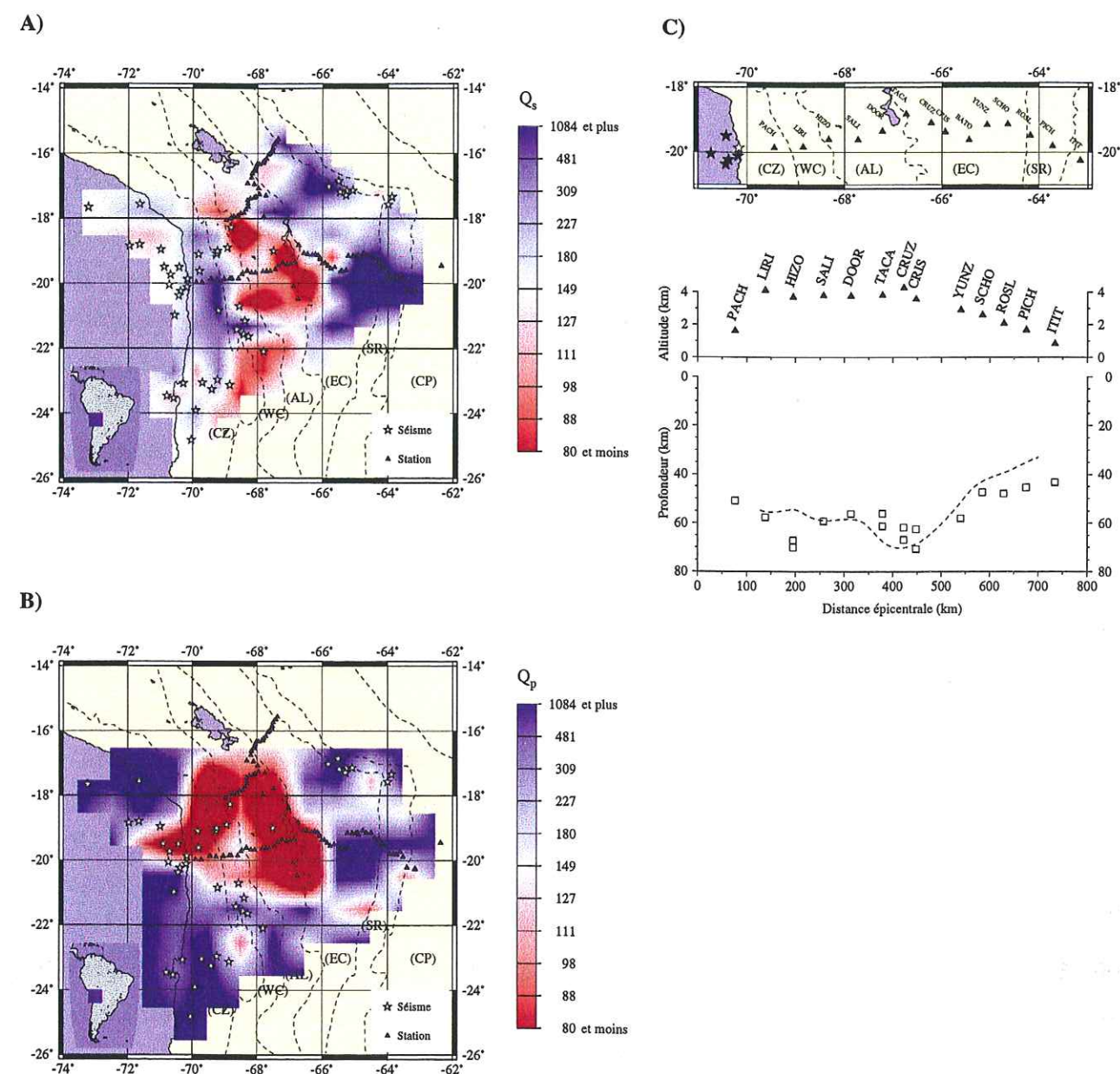


FIG. 5.1 – a) Résultat de la régionalisation du facteur de qualité apparent des ondes Lg à 1 Hz. b) Même légende que a) pour les ondes Pg. c) Géométrie du Moho déduite de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Pn (pointillés) et profondeur du Moho proposée par Beck et al. (1996) (carrés).

scope, et probablement la trop faible fréquence de coupure des capteurs et la complexité de la croûte ne nous ont pas permis d'obtenir de résultats sur le Moho ni, a fortiori, sur d'éventuelles discontinuités intracrustales. Notons qu'un projet visant à imager la structure crustale de l'Altiplano par sismique réflexion verticale ne donnerait probablement pas plus de résultat

sur l'existence de chevauchements majeurs compte tenu de la très forte atténuation mesurée dans cette région lors de l'étude des ondes Lg et Pg. La solution réside peut-être dans l'analyse des fonctions récepteurs sur des enregistrements à plus longues périodes.

Par inversion des courbes de dispersion des modes fondamentaux des ondes de Love et de Rayleigh, nous avons déterminé des modèles de vitesse en ondes S compatibles avec nos mesures. Pour synthétiser nos résultats, nous avons représenté sur la figure 5.2A une coupe transversale de la vitesse des ondes S dans les Andes Centrales à 20°S. Elle est le résultat d'une interpolation bilinéaire faite entre les modèles moyens de vitesse en ondes S obtenus dans les différentes régions et présentés sur la figure 3.35. Les flèches repèrent sur la figure l'endroit où les modèles moyens de vitesse ont été positionnés pour la construction du modèle 2D interpolé. On voit que, à part pour Los Frailes qui est une région très étroite, les modèles moyens régionaux ont chacun été utilisés deux fois pour construire le profil. Nous avons choisi cette répartition pour assurer que le résultat à 2D soit aussi fidèle que possible aux déterminations 1D faites dans chacune des régions. Pour l'Altiplano, le modèle moyen de vitesse utilisé dans l'interpolation est un modèle composite. Dans la croûte, il correspond au modèle déterminé dans la région "Altiplano EW" alors que dans le manteau, nous avons utilisé celui calculé pour la région "Altiplano manteau". Le profil de vitesse moyen de la région "Cordillère Orientale" a été restreint à des profondeurs inférieures à 110 km. Au delà, le modèle n'a probablement pas beaucoup de sens puisqu'il correspond au demi-espace infini. Sur la figure 5.2B, nous avons tracé les perturbations des vitesses d'ondes S du modèle 2D interpolé par rapport au profil de vitesse moyen calculé pour ce même modèle. Seule la partie correspondant au manteau a été représentée. On peut constater que les anomalies de vitesse ne concernent pas exclusivement la croûte, mais qu'il en existe aussi dans le manteau.

## 5.2 Synthèse et interprétation

Nous avons souhaité ici discuter de deux aspects qui sont omniprésents dans cette thèse. Nous aborderons l'aspect géodynamique des résultats apportés par ce travail avec les mesures de  $V_s$  qui sont intéressantes dans le contexte des Andes car  $V_s$  est un bon marqueur d'anomalies de température, et avec les mesures d'atténuation sur les Lg et Pg dans une moindre mesure car leurs implications structurales sont plus indirectes. Nous aborderons aussi un aspect purement sismologique avec quelques remarques sur la propagation des ondes en milieux hétérogènes issues de nos observations sur la propagation de la Pn, l'atténuation des phases régionales, et la séparation des effets de  $Q$  intrinsèque et  $Q$  diffraction. En effet, nous avons observé une très forte atténuation des phases régionales dont l'origine est mal comprise. Pour faire progresser



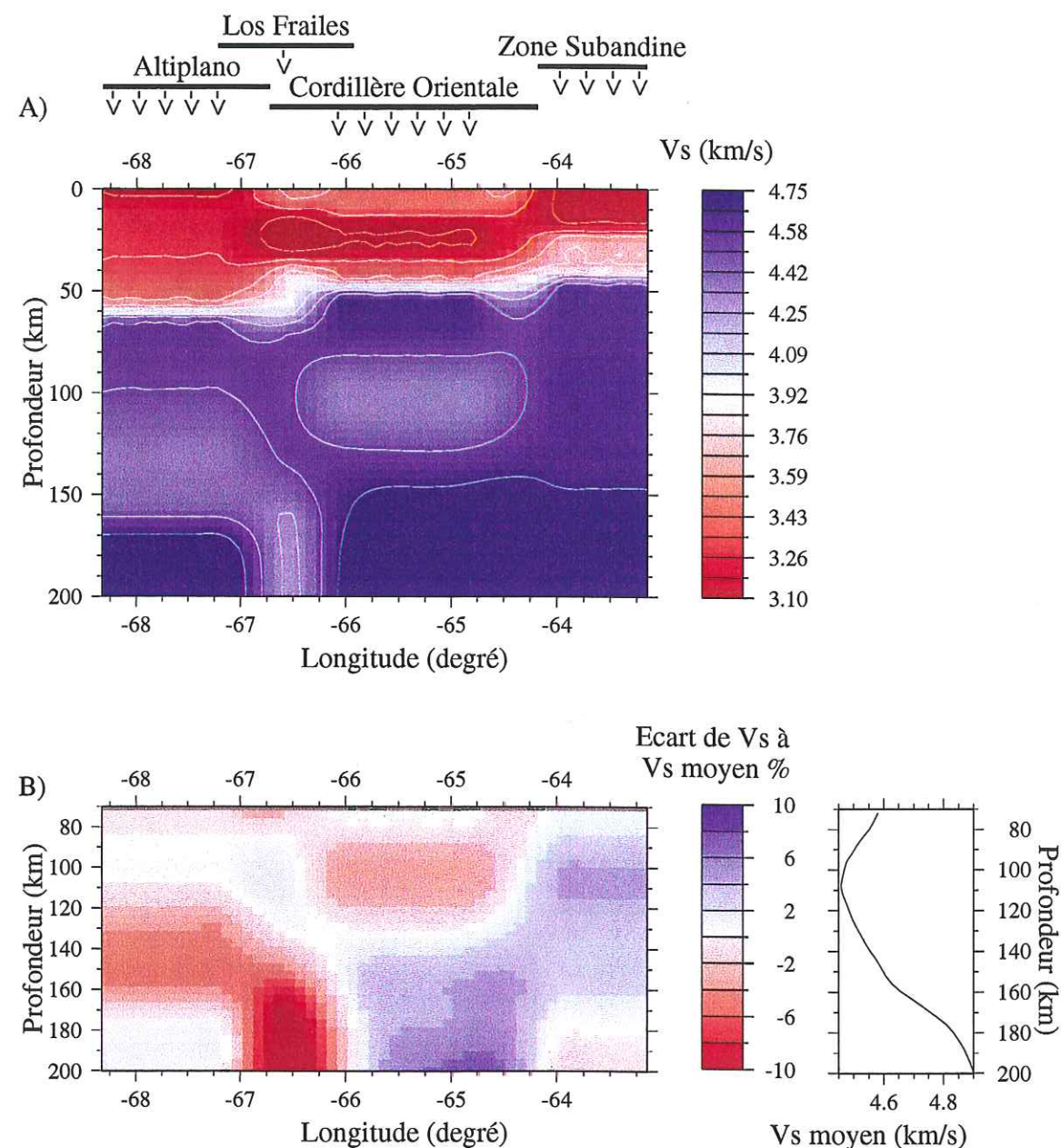


FIG. 5.2 – A) Coupe synthétique transversale de la structure en Vs au travers des Andes Centrales à 20°S. B) Perturbations de Vs dans le manteau par rapport au profil de vitesse moyen présenté à droite. Ce profil a été obtenu en moyennant les Vs de la coupe A à profondeur constante.

cette compréhension, nous devons nous attaquer au problème dans les régions où l'on dispose de données structurales supplémentaires pour recouper les informations. C'est le cas ici puisque nous avons déterminé la structure en Vs.

### 5.2.1 Lithosphère de l'Altiplano

#### Un manteau supérieur "normal"

On voit sur la figure 5.2 que la vitesse des ondes S dans le manteau supérieur sous l'Altiplano n'est pas anormalement faible jusqu'à une profondeur d'environ 110 km (4.5 - 4.6 km/s). Cette observation est compatible avec celle faite par Myers et al. (1998) sur le même profil à partir de l'inversion des temps d'arrivée des séismes locaux (4.6 km/s). Ajoutons que la tomographie des résidus de temps d'arrivée des P téléseismiques ne révèle pas non plus d'anomalie de Vp dans le manteau supérieur de l'Altiplano (Dorbath et al., 1996). Dans notre analyse de temps d'arrivée de Pn, nous avons aussi mesuré une vitesse apparente "normale" de l'ordre de 8.1 km/s; notons cependant qu'elle ne peut être directement assimilée à la vitesse dans le manteau supérieur en raison de l'indétermination entre la vitesse sous le Moho et son pendage. Néanmoins, on peut dire que le manteau supérieur sous l'Altiplano est plutôt constitué de manteau lithosphérique "normal" (normalement froid). Ceci est en bon accord avec les conclusions de Whitman et al. (1992 et 1996) établies à partir de l'étude de l'atténuation des ondes sismologiques dans le manteau supérieur pour des trajets dans l'Altiplano-Puna (figure 1.8 page 23), ainsi que ceux de Kay et al. (1994) basées sur la distribution des caractéristiques chimiques et volumiques des roches volcaniques dans la Puna et le sud de l'Altiplano. Le caractère "normal" du manteau supérieur est un élément qui va à l'encontre du modèle de Kono et al. (1989) dans lequel une contribution importante à l'épaississement crustal provient d'addition de matériel mantellique. En effet, un tel modèle entrainerait probablement des anomalies de vitesse des ondes S dans le manteau supérieur que nous n'observons pas.

Si l'on superpose la sismicité locale à la coupe de la figure 5.2B, on constate que la zone rapide au delà de 170 km de profondeur sous la bordure Est de l'Altiplano correspond à la plaque Nazca. Juste au dessus de cette zone rapide se trouve une zone à moindre vitesse de 40 km d'épaisseur. Cette LVZ pourrait correspondre à une zone de fusion partielle due à la déshydratation de la plaque Nazca.

#### Une croûte épaisse et lente, probablement acide

La croûte de l'Altiplano est lente et épaisse. Nous confirmons donc le résultat qu'avait obtenu James (1971) avec beaucoup moins de données par analyse des courbes de dispersion des ondes de surface dans la région la plus septentrionale de l'Altiplano. Il est très clair que les faibles valeurs de vitesses d'ondes S (cette étude) et P (Zandt et al., 1996; Masson et al., 1998a) dans la croûte ne sont pas uniquement liées à la présence d'un épais bassin sédimentaire. Le gradient vertical de vitesse S, comme le gradient vertical de Vp (Zandt et al., 1996), est faible.



Il n'y a pas d'accroissement de Vs dans la croûte inférieure de l'Altiplano entre 18 et 20°S. Si une zone à moindre vitesse liée par exemple à de la fusion partielle existe en base de croûte (peu probable en regard des modèles que nous obtenons), elle n'est pas très importante en épaisseur et en réduction de vitesse.

En modélisant les formes d'ondes de deux séismes locaux intermédiaires enregistrés aux stations de BANJO et SEDA situées sur l'Altiplano, Zandt et al. (1996) ont estimé la valeur du coefficient de Poisson à 0.25. Cette valeur fut confirmée par Beck et al. (1996). D'après Zandt et al. (1996), les observations faites sur la croûte dans l'Altiplano ( $V_p$  moyen faible à 6.2 km/s,  $\sigma = 0.25$ ) mettent en évidence le caractère acide ("felsic") de la composition chimique de la croûte de l'Altiplano. Cependant, cet argument ne repose que sur la détermination du profil de  $V_p$  dans la croûte de l'Altiplano faite par Zandt et al. (1996), détermination par modélisation directe et qui n'est donc pas unique. Or, nous avons montré le bon accord de nos modèles de Vs, principalement dans la région "Altiplano NS", avec le profil de  $V_p$  de Zandt et al. (1996) converti en Vs avec  $\sigma = 0.25$ . En validant dans sa globalité le profil de  $V_p$  proposé par Zandt et al. (1996), nos résultats renforcent donc l'argument en faveur d'une croûte inférieure acide.

La composition acide de la croûte inférieure de l'Altiplano est un élément en faveur du modèle d'épaississement proposé par Le Pichon et al. (1997). Ces auteurs pensent en effet que pour expliquer l'existence de plateaux de hautes altitudes comme l'Altiplano ou le Tibet, il faut nécessairement que la croûte inférieure soit acide. Autrement dit, il est impossible d'épaissir une croûte dont la partie inférieure est constituée de granulites basiques. Lors de l'enfouissement par raccourcissement, celles-ci se transforment en éclogites basiques dont la densité est significativement supérieure à celle du manteau environnant. La croûte inférieure ainsi transformée se détache et plonge dans le manteau, ce qui amincit à nouveau la croûte et empêche la création d'un plateau de haute altitude. Pour une croûte inférieure acide, Le Pichon et al. (1997) montrent que l'enfouissement produit des éclogites acides de densité voisine de celle du manteau qui restent donc "attachées" à la croûte et autorisent l'épaississement crustal postérieur lié au rééquilibrage thermique et à la rétro-transformation des éclogites acides en granulites acides. Dans ce modèle, le caractère acide de la croûte inférieure sous l'Altiplano que nous venons de confirmer est donc une condition sine qua non à l'existence du haut plateau.

Notons, comme Zandt et al. (1996), que ce caractère acide de la croûte exclut aussi toute contribution significative de matériel d'origine mantellique (de composition basique) à l'épaississement crustal comme dans le modèle proposé par Kono et al. (1989) (figure 1.19 page 41).

### Peu ou pas de fusion partielle en base de croûte

Plusieurs auteurs évoquent le fait que la base de la croûte sous l'Altiplano est probablement proche de son solidus (Zandt et al., 1996; Myers et al., 1998) voire même qu'il y a (ou peut y avoir) de la fusion partielle en base de croûte (Wigger et al., 1994; Schwartz et al., 1994; Schmitz et al., 1997). Si c'est le cas, un faible taux de fusion est nécessaire pour expliquer la valeur assez forte du facteur de qualité intrinsèque de la croûte pour les ondes S (cette étude; Myers et al., 1998). De plus, il n'y a pas de manifestation en surface de volcanisme extensif qui pourrait corroborer l'existence d'une zone intensément fondue dans la croûte. Myers et al. (1998) suggèrent que c'est la présence du couvercle lithosphérique "froid" qui évite à la croûte inférieure d'être totalement fondue en faisant écran au flux de chaleur provenant du manteau asthénosphérique. Au contraire, dans la région frontière entre Bolivie, Chili et Argentine, le complexe volcanique de l'Altiplano-Puna qui est une très large étendue de volcanisme ignimbritique (De Silva et al., 1994; Chmielowski et al., 1998) se situe dans une zone où il n'y a pas de couvercle lithosphérique (Whitman et al., 1992 et 1996; Kay et al., 1994).

### Les phases régionales dans l'Altiplano

Nous avons montré que nos résultats renforcent le modèle de  $V_p$  pour la croûte de Zandt et al. (1996) à la base de leur conclusion sur l'acidité de la croûte. Nous avons aussi évoqué le fait que cette interprétation s'oppose à une contribution significative de matériel d'origine mantellique à l'épaississement crustal dans l'Altiplano proposée par Kono et al. (1989). De plus, un tel modèle entraînerait probablement des anomalies de vitesse des ondes S dans le manteau supérieur que nous n'observons pas. Ceci semble donc contredire une des hypothèses formulées en conclusion du papier sur l'atténuation des Lg, atténuation dont on rappelle qu'elle est liée à des diffractions sur des hétérogénéités crustales de petites échelles. Nous évoquons la possibilité que ces diffracteurs soient des intrusions de matériel mantellique comme dans le modèle des Andes Centrales proposé par Kono et al. (1989). Au vu de nos résultats récents, il semble donc qu'il faille chercher une autre origine aux hétérogénéités de petite échelle qui atténuent les Lg. Revenons un instant à la nature des roches constituant la base de la croûte dans l'Altiplano. Nous avons vu que ce sont probablement des granulites acides qui, d'après Le Pichon et al. (1997), se transforment en éclogites acides lors de l'enfouissement. Lors du rééquilibrage thermique, ces éclogites se transforment à nouveau en granulites acides de densité crustale et cette transformation provoque le soulèvement du plateau (Le Pichon et al., 1997). Si, pour une raison ou une autre, la transformation éclogite-granulite est actuellement en cours et que certaines "poches" d'éclogites subsistent au sein d'une matrice de granulites, on peut expliquer une part de l'hétérogénéité crustale par ce mélange d'éclogites et de granulites. Ce-



pendant, même si cet effet existe (ce qui est une spéculation), il semble nécessaire d'introduire un mécanisme supplémentaire car les hétérogénéités ne seraient localisées qu'en base de croûte ce qui n'entraînerait probablement pas l'extinction observée des ondes Lg et Pg.

Pour terminer sur l'Altiplano, une dernière question doit être soulevée. Nous avons montré que la croûte est très atténuante pour les ondes Pg et Lg au point de ne pas permettre leur identification sur les sismogrammes après traversée de l'Altiplano. Nous ne voyons pas comment expliquer dans ce cas que l'onde Pn puisse être observée puisqu'elle aussi traverse la croûte. C'est également le cas de la phase P tardive.

### 5.2.2 La Cordillère Orientale et Los Frailes

#### LVZ crustales

Dans la croûte à 20 km de profondeur, nous avons observé l'existence d'une zone à moindre vitesse en ondes S très marquée sous Los Frailes et plus réduite sous la Cordillère Orientale (figure 5.2A). En ce qui concerne la région de Los Frailes, on ne peut que faire le parallèle entre l'existence de cette LVZ crustale et celle d'une anomalie marquée de Qs (très faible) dans la croûte (figure 5.1a). La très forte réduction de vitesse des S requiert vraisemblablement l'existence de fusion partielle. Ceci semble logique car la zone de Los Frailes est un grand domaine ignimbritique mis en place principalement au cours du Miocène supérieur et du Pliocène (Leroy et Jimenez, 1996) qui appartient à l'arc volcanique interne. Dans la Cordillère Orientale, on remarque qu'on trouve une LVZ crustale dans une région où, contrairement à Los Frailes, l'atténuation des phases Lg et Pg n'est que faible. Ceci dit, il faut noter que ces deux approches ont des résolutions très différentes. La position des anomalies de facteur de qualité est bien résolue latéralement mais ne l'est pas verticalement. La situation s'inverse pour les modèles de Vs qui sont bien résolus verticalement mais sans résolution horizontale. En effet, la mesure de la vitesse de phase est une moyenne faite sur l'ensemble de la structure échantillonnée par les ondes de surface traversant la région de la Cordillère Orientale. Cette région est assez étendue aussi, la zone à moindre vitesse que nous détectons n'existe peut-être pas dans la partie Est de la Cordillère Orientale, mais elle pourrait n'avoir de réalité que dans sa partie Ouest au voisinage de la zone de Los Frailes. Nous croyons donc que la LVZ crustale apparaissant vers 65°W sur la figure 5.2A n'est due qu'à un "étalement" vers l'Est de la LVZ de Los Frailes, étalement exagéré par la technique d'interpolation 2D utilisée pour construire la figure 5.2.

#### Un manteau plutôt "chaud"

Nous avons montré qu'il existe une anomalie négative de vitesse des ondes S dans le manteau supérieur sous la Cordillère Orientale (figure 5.2). Cette anomalie confirme celle observée dans la tomographie des séismes locaux de Myers et al. (1998) (figure 1.15, page 35) même si les deux anomalies ne sont pas localisées exactement au même endroit. En effet, pour Myers et al. (1998), elle est située exactement à l'aplomb de Los Frailes, alors que pour nous, elle se situe légèrement plus à l'Est. Cet écart provient clairement des différences de résolution de chacune des deux techniques. Malgré cette différence, nous pensons, comme Myers et al. (1998), que les deux LVZ dans la croûte sous Los Frailes et dans le manteau supérieur sous la Cordillère Orientale sont toutes deux des marqueurs de fusion partielle et que leurs existences sont liées par une relation de cause à effet. L'existence de l'anomalie de vitesse mantellique est effectivement très cohérente avec les fortes valeurs du rapport isotopique  $He^3/He^4$  mesurées par Hoke et al. (1994) à la frontière de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano entre 17 et 20°S, fortes valeurs que ces auteurs attribuent au dégazage des éléments volatils d'un magma dérivé du manteau. Contrairement à l'Altiplano, le manteau sous Los Frailes et la Cordillère Orientale semble donc être chaud, et donc, plus asthénosphérique que lithosphérique. Cette caractéristique rappelle la situation du complexe volcanique de l'Altiplano-Puna plus au Sud. Elle suggère que le remplacement (total ou partiel) de la lithosphère par de l'asthénosphère sous la bordure occidentale de la cordillère Orientale pourrait avoir déclenché une fusion partielle de la croûte se traduisant par une LVZ crustale et les épanchements ignimbritiques de Los Frailes (Myers et al., 1998).

A l'extrémité orientale de notre coupe transversale, sous la Zone Subandine, la vitesse en ondes S est plus élevée que dans les autres régions. Ceci reflète la présence du craton brésilien avec sa lithosphère épaisse et froide. C'est en accord avec la faible valeur du rapport isotopique  $He^3/He^4$  déterminée par Hoke et al. (1994).

#### Qs, Qp et Vs

Sous Los Frailes, nous avons donc observé l'existence d'une LVZ très marquée que nous avons attribuée à la présence de fusion partielle. Quant à l'atténuation des ondes Lg et Pg, nous l'avons attribuée majoritairement à de la diffraction et non à de l'absorption anélastique qu'on attendrait plutôt en présence de fusion partielle. Sont-ce deux informations contradictoires? Là encore, il est difficile de répondre. Rappelons que ces deux observations proviennent d'analyses faites à des longueurs d'ondes très différentes (au moins un rapport dix entre les deux). Notons aussi que les effets de la présence de fusion partielle sur la vitesse des ondes S sont mal connus et plus encore ceux sur Qs. Lorsqu'en plus le milieu est hétérogène et que cette hétérogénéité



peut provenir de la présence de deux phases dans le milieu, une tentative pour apporter une réponse ne peut être que très spéculative.

### 5.3 La frontière Altiplano/Cordillère Orientale: une zone où se concentre l'hétérogénéité de structure lithosphérique

Nous avons montré sur la figure 1.13 (page 33) les résultats des tomographies téléseismiques obtenus le long des deux profils Lithoscope 1991 et 1994 (Dorbath et al., 1993; Dorbath et al., 1996). Sur la figure 5.3, nous avons fait un montage composite des résidus PKP moyens mesurés le long de ces deux profils et des résidus calculés pour une onde S téléseismique ayant traversé à incidence verticale la coupe synthétique de la figure 5.2. Pour pouvoir superposer les profils Nord et Sud alors que les régions morphotectoniques n'ont pas la même largeur, nous avons dilaté par morceaux l'échelle horizontale du profil Nord pour faire coïncider les stations des deux profils localisées sur les mêmes frontières tectoniques (bordures Est et Ouest de l'Altiplano, frontière entre Cordillère Orientale et Zone Subandine). Le résidu de la station la plus orientale de chaque profil a été fixé à zéro sur l'argument que cette station est la plus proche du bouclier brésilien "stable". En comparant les deux courbes de résidus de PKP, on retrouve le contraste marqué entre le Nord où Dorbath et al. (1993) avaient détecté une hétérogénéité lithosphérique majeure sous la faille de la Cordillère Royale séparant l'Altiplano de la Cordillère Orientale (différence de résidu de presque 2 s) et le Sud où les résidus PKP variaient beaucoup moins. Mais, si on avait pu mesurer des résidus d'ondes S téléseismiques, nos résultats sur Vs (qui donnent la courbe tracée par des carrés) montrent qu'on aurait pu retrouver au Sud une discontinuité majeure localisée, à peu près comme sur le profil Nord, à la frontière entre Altiplano et Cordillère Orientale. En effet, d'Ouest en Est on trouve: 1) l'Altiplano avec des résidus positifs dus essentiellement aux vitesses S anormalement lentes dans la croûte, 2) Los Frailes avec des résidus très forts toujours positifs par combinaison des deux LVZ crustale et mantellique et 3) vers l'Est, les résidus diminuent brusquement avec la disparition des LVZ. Ces variations matérialisent le fait que, même si cette limite structurale n'est pas marquée au Sud par une variation de résidus des PKP, elle est caractérisée par une très forte discontinuité des vitesses moyennes en S. Comme les analyses téléseismiques des données de 1991 l'avaient montrée au Nord, la frontière orientale de l'Altiplano est bien une discontinuité lithosphérique majeure y compris au Sud. Rappelons que c'est aussi une zone très anormale pour l'atténuation des Pg et Lg.

Pour conclure, si j'avais à proposer une nouvelle campagne sismologique dans les Andes, je pense qu'il faudrait retourner sur cette frontière en veillant bien à pouvoir combiner différentes techniques d'analyse sismologique, comme nous avons tenté de le faire ici, et donc en installant à la fois des stations courtes périodes et des stations large-bande.

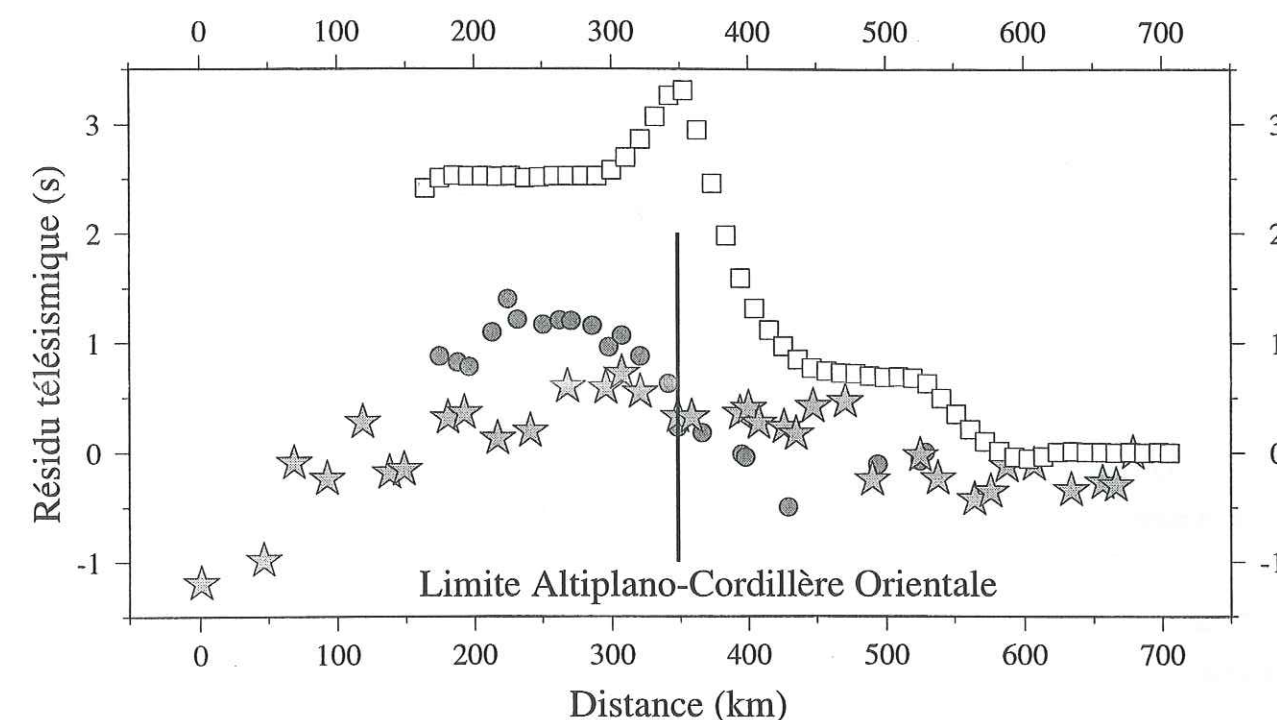


FIG. 5.3 - Résidus relatifs moyens des temps d'arrivée PKP le long des profils Lithoscope 1991 (cercles pleins) et Lithoscope 1994 (étoiles). L'échelle des distances est celle du profil Sud (1994) mesurée par rapport à la station C107. L'échelle des distances du profil Nord (1991) a été modifiée par morceaux pour que les stations des deux profils localisées sur les mêmes limites tectoniques coïncident. Les carrés représentent les résidus relatifs calculés pour une onde S téléseismique s'étant propagée à incidence verticale à travers la coupe synthétique issue des mesures sur les ondes de surface.



## Références bibliographiques

Aki K. and Richards P. G., 1980. Quantitative seismology theory and methods. In: A series of Books in Geology (ed Cox, A.), W. H. Freeman and company, New York.

Allmendinger R. W., Ramos V. A., Jordan T. E., Palma M., and Isacks B. L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2, 1-16.

Allmendinger, R. W., and Gubbels, T., 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259, 1-13.

Azimi Sh. A., A. V. Kalinin, V. V. Kalinin and B. L. Pivovarov, 1968. Impulse and transient characteristics of media with linear and quadratic absorption laws. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. February: 88-93.

Baby P., Rochat P., Hérail G., Mascle G., and Paul A., 1996. Neogene thrust geometry and crustal balancing in the northern and southern branches of the Bolivian Orocline (Central Andes). In *Proceedings of the Third International Symposium on Andean Dynamics*, ORSTOM, St. Malo, France, 281-284.

Baby, P., 1995. Importance du raccourcissement et de la sédimentation synorogénique dans la structuration des zones d'arrière arc des Andes Centrales (Orocline Bolivien). Thèse d'habilitation à diriger les recherches. Université J. Fourier. Grenoble.

Baby P., Guillier, B., Oller J., Montemurro G., 1993a. Modèle cinématique de la Zone Subandine du coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.317, Série II, 1483-1993.

Baby, P., Guillier, B., Oller J., Hérail G., Montemurro G., Zubieta D., and Specht M., 1993b. Structural synthesis of the Bolivian Subandean zone. In *Proceedings of the Second Internatio-*

nal Symposium on Andean Dynamics, ORSTOM, Oxford, England, 159-162.

Baby, P., Hérail G., Salinas R., and Sempere T., 1992. Geometric and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: example from the foreland thrust system of the southern bolivian subandean zone. *Tectonics*, 11, 523-536.

Baby, P., Sempere, T., Oller, J., Barrios, L., Hérail, G., Marocco, R., 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano Bolivien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.311, Série II, 341-347.

Baby, P., Hérail G., Lopez J. M., Lopez O., Oller J., Pareja J., Sempere T., Tufino D., 1989. Structure de la Zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, 1717-1722.

Barazangi, M., Isacks, M. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.

Beck, S. L., G. Zandt, S. C. Myers, T. C. Wallace, P. G. Silver, and L. Drake, 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24, 407-410.

Beck, S., et al., 1994. Across the Andes and along the Altiplano: A passive seismic experiment. *IRIS Newsletter*, 13(3), 1-3.

Bertrand E., 1995. Spectre de vitesse et imagerie du manteau supérieur. Application à la station de Saint Sauveur Badole. Rapport de D.E.A M.M.G.E, université Joseph Fourier, Grenoble.

Brune J., and Dorman J., 1963. Seismic wavs and earth structure in the Canadian shield, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 167-210.

Burdick L. J. et Helmberger D. V., 1974. Time functions appropriate for deep earthquakes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 64, 1419-1428.

Cahill, T. A., Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97(12), 17503-17529.



- Campillo M., Singh S. K., Shapiro N., Pacheco J., and Herrmann R. B., 1996. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofisica Intern.*, 35, 361-370.
- Campillo M., B. Feignier, M. Bouchon, and N. Bethoux, 1993. Attenuation of crustal waves across the Alpine Range. *J. Geophys. Res.*, 98: 1987-1996.
- Campillo M., 1990. Propagation and attenuation characteristics of the crustal phase Lg. *Pure Appl. Geophys.*, 132: 1-19.
- Campillo M., 1987. Lg wave propagation in a laterally varying crust and the distribution of the apparent quality factor in Central France. *J. Geophys. Res.*, 92, 12604-12614.
- Campillo M., Plantet J. L., and Bouchon M., 1985. Frequency-dependent attenuation in the crust beneath Central France from Lg waves: data analysis and numerical modeling. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 75, 1395-1411.
- Campillo M., M. Bouchon, and B. Massinon, 1984. Theoretical study of the excitation, spectral characteristics and geometrical attenuation of regional seismic phases. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 74: 79-90.
- Chase, C. G., 1978. Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth Planet. Sci.*, 37, 355-368.
- Chazalon A., M. Campillo, R. Gibson, and E. Carreno, 1993. Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean Range. Comparison between observations and numerical simulations. *Geophys. J. Int.*, 115: 829-838.
- Chinn, D. S., B. L. Isacks, and M. Barazangi, 1980. High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca plate and across the Altiplano. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60: 209-244.
- Chmielowski J., Zandt G., Kind R., and Yuan X., 1998. The Central Andean Altiplano-Puna Magma body: The largest known near-molten magma body on earth? EOS, AGU Fall meeting.

- DeMets C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- De Silva S. L., Self S., Francis P. W., Drake R. E., and Ramirez C., 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *J. Geophys. Res.*, 99, 17805-17825.
- Dey-Sarkar S. K., and Wiggins R. A., 1976. Source deconvolution of teleseismic P wave arrivals between 14° and 40°. *J. Geophys. Res.*, 81, 3633-3641.
- Dorbath, C., 1997. Mapping the continuity of the Nazca Plate through its aseismic part in the Arica Elbow (Central Andes). *Phys. Earth Planet. Int.*, 101, 163-173.
- Dorbath, C., A. Paul, The Lithoscope Andean Group, 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Phys. Earth Planet. Int.*, 97, 133-144.
- Dorbath, C., M. Granet, G. Poupinet, and C. Martinez, 1993. A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *J. Geophys. Res.*, 98, 9825-9844.
- Dziewonski A., Bloch S., and Landisman N., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Eaton G. P., 1980. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range province, in *Continental tectonics*, 96-113, National Academy of Sciences, Washington, DC.
- Ericksen G. E., Luedke R. G., Smith R. L., Koeppen R. P., and Urquidi F. B., 1990. Per-aluminous igneous rocks of the Bolivian tin belt. *Episodes*, 13, 3-7.
- Fan, G., Wallace, T. C., Beck, S. L., and Chase, C. G., 1996. Gravity anomaly and flexural model: constraints on the structure beneath the Peruvian Andes. *Tectonophysics*, 255, 99-109.
- Froidevaux, C., Isacks, B. L., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-



Puna segment of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 305-314.

Fukao, Y., Yamamoto, A., Kono, M., 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, 94, 3876-3890.

Guilbert J., 1995. Caractérisation des structures lithosphériques sous le Nord Tibet et sous le Massif Central à partir des données sismologiques du programme Lithoscope. Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier, Grenoble.

Gumper F., and Pomeroy P. W., 1970. Seismic wave velocities and earth structure on the African continent. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 651-668.

Gurrola H., Minster J. B. et T. Owens, 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities. *Geophys. J. Int.*, 117, 427-440.

Hasegawa, A., and Sacks, I. S., 1981. Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.

Hearn T., Beghoul N. et Barazangi M., 1991. Tomography of the Western United States from the regional arrival times. *J. Geophys. Res.*, 96, 16,369-16,381.

Helmberger D. V. et Wiggins R. A., 1971. Upper mantle structure of midwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 76, 3229-3245.

Henry S. G., and Pollack H. N., 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction Zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res.*, 93, 15153-15162.

Hérail G., Oller J., Baby P., Bonhomme M., Soler P., 1996. Strike-slip faulting, thrusting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, 259, 201-212.

Herrmann R. B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 663-671.

Herrmann R. B., 1987. Computer programs in seismology, Volume IV: Surface waves inversion, Saint Louis University, Missouri.

Hoke L., Hilton D. R., Lamb S. H., Hammerschmidt K. and Friedrichsen H., 1994.  $^3\text{He}$  evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 341-355.

Huestis S., Molnar P., and Oliver J., 1973. Regional Sn velocities and shear velocity in the upper mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 469-475.

Hwang H. J. and Mitchell B. J., 1986. Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 847-864.

Introcaso A., 1993. Anomalous upper mantle beneath the Central Andes. Isostasy and Andean uplift. Second ISAG, Oxford. 21-23

Isacks B. L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93, 3211-3231.

James D. E., and Steinhart J. S., 1966. Structure beneath continents: A critical review of explosions studies 1960-1965. In *The earth beneath the continents*, Steinhart, Smith. Geophysical monograph 10, AGU: 293-333.

James D. E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, 76, 3246-3271.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Study of America Bull.*, 94, 341-361.

Kay, S. M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *J. Geophys. Res.*, 99(B12), 24323-24339.

Kay S. M., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: mid-late Tertiary magmatism in Chile (29° - 30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *J. Geophys. Res.*, 92, 6137-6189.



Kay R. W., and Kay S. M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.

Kawahara J. et Yamashita T., 1992. Scattering of elastic waves by a fracture zone containing randomly distributed cracks. *Pure Appl. Geophys.*, 139, 121-144.

Keilis-Borok V. I., 1989. *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Kley, J. and Gangui, A. H., 1993. Basement-involved thrusting in the Eastern Cordillera-Subandean transition zone, Southern Bolivia: Evidence from cross-section balancing and gravimetric data. *Second ISAG*, Oxford, 203-206.

Kono, M., Fukao, Y. and Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.*, 94, 3891-3905.

Lagendijk Ad et van Tiggelen B. A., 1996. Resonant multiple scattering of light. *Physics reports*, 270, 143-215.

Langston C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.

Laske, G., Masters, G. and Zürn W., 1994. Frequency-dependent polarization measurements of long-period surface waves and their implications for global phase-velocity maps. *Phys. Earth Planet. Int.*, 84, 111-137.

Laske, G. and Masters, G., 1998. Surface-wave polarization data and global anisotropic structure. *Geophys. J. Int.*, 132, 508-520.

Lay, T. et T. C. Wallace, 1995. *Modern global seismology*. Academic Press.

Le Pichon X., Henry P., and Goffé Bruno, 1997. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites - implications for the Andean plateau and the Variscan belt. *Tectonophysics*, 273: 57-76.

Leroy J. L., et Jimenez N., 1996. Le volcanisme de la bordure occidentale de la Meseta de Los Frailes (Bolivie); un jalon représentatif du volcanisme andin depuis l'Oligocène supérieur.

*Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, 2, 211-226.

Liu H. P., D. L. Anderson, and H. Kanamori, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 47: 41-58.

Lyon-Caen, H., Molnar, P., Suárez, G., 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 81-92.

Masson F., C. Dorbath, C. Martinez and G. Carlier, 1999. Local Earthquake Tomography of the Andes at 20°S - Implication for the structure and building of the chain. Submitted to *Journal of South America Earth Sciences*.

Masson F., C. Dorbath, G. Carlier and C. Martinez, 1998. Structure of the crust in Central Andes inferred from Poisson's ratio. *EGS Meeting, Nice*.

McMechan G. A. and Yedlin M. J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.

Menke W., 1984. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic Press, Inc.

Mokhtar T. A., Herrmann R. B., and Russell D. R., 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, 53, 1379-1387.

Molnar, P. and Atwater T., 1978. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci.*, 41, 330-340.

Murai Y., Kawahara J. et Yamashita T., 1995. Multiple scattering of SH waves in 2-D elastic media with distributed cracks. *Geophys. J. Int.*, 122, 925-937.

Myers C. M., S. Beck, G. Zandt, and T. Wallace, 1998. Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P- and S-waves. *J. Geophys. Res.*, 103, 21233-21252.

Ni J. and Barazangi M., 1983. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan arc, Tibetan plateau and surrounding regions: high uppermost mantle velo-



cities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys. J. R. Soc.*, 72, 665-689.

Nolet G., 1993. Solving large linearized tomographic problems. In *Seismic Tomography: Theory and Practice*, (eds Iyers H. M. and Hirahara K.), Chapman and Hall, London, 227-247.

Nuttli O. W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 78: 876-885.

Ocola, L. C., and Meyer, R. P., 1972. Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivian Altiplano. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 199-209.

Oliver J., 1962. A summary of observed seismic surface wave dispersion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 81-86.

Owens T. J., Zandt G., et Taylor S. R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.

Pardo-Casas, F. and Molnar P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233-248.

Paul A., D. Jongmans, M. Campillo, P. Malin, and D. Baumont, 1996. Amplitudes of regional seismic phases in relation to crustal structure of the Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 101: 25,243-25,254.

Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern-Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 7, 23-39.

Roperch P., and Carlier G., 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 97, 17233-17249.

Schmitz, M., Heisohn, W.-D., and Schilling, F. R., 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23S). *Tectonophysics*, 270, 313-326.

Schmitz M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13: 484-492.

Schwartz, G., Chong Dias, G., Kruger D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V., and Viramonte, J. G., 1994. Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes. In *Tectonics of the southern Central Andes*, edited by K.-J. Reutter, E. Scheuber, and P.J. Wigger. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 49-67.

Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., Bonhomme, MG., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 946-949.

Sheffels, B. M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18 (9), 812-815.

Sipkin S. A. and Jordan T. H., 1979. Frequency dependence of  $Q_{scs}$ . *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1055-1079.

Silver P. G. and Russo R.M., 1996. Flow-coupled plate interaction or how the Alps helped to make the Andes. In *Proceedings of the Third International Symposium on Andean Dynamics*, ORSTOM, St. Malo, France, 281-284.

Shapiro N., 1996. Etude de l'interaction des ondes sismiques guidées régionales avec les hétérogénéités de la croûte. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble.

Shapiro N., N. Béthoux, M. Campillo, and A. Paul, 1996. Regional seismic phases across the Ligurian Sea: Lg blockage and oceanic propagation. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 96: 257-268.

Spakman W., and Nolet G., 1988. Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. In *Mathematical Geophysics*, (eds Vlaar N. J., Nolet G., Wortel M. J. R. and Cloetingh S. A. P. L.), Reidel, Hingham, MA, 155-187.

Suárez, G., Molnar, P., Burchfiel, B. C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru. *J. Geophys. Res.*, 88, 10403-10428.

Tarantola A., 1987. *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameters Estimation*, Elsevier, Amsterdam.



Taylor S. R. and Toksoz M. N., 1982. Measurement of interstation phase and group velocities and Q using Wiener filtering. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 73-91.

Van der Sluis A., and Van der Vorst H. A., 1987. Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems. In *Seismic Tomography* (ed. G. Nolet), Reidel, Hingham, MA, 49-84.

Vega et Bufo, 1991. Focal mechanisms of intraplate earthquakes in Bolivia, South America. *Pure Appl. Geophys.*, 136, 449-457.

Whitmann, D., Isacks, B. L., Chatelain, J-L, Chiu J-M, Perez, A., 1992. Attenuation of high frequency seismic waves beneath the central Andean plateau. *J. Geophys. Res.*, 97, 19929-19947.

Whitmann, D., Isacks, B. L., Kay, S. M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau: Topography, tectonics, and timing. *Tectonophysics*, 259, 29-40.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Areneda, G. Asch, S. Baldzuhn, P. Giese, W-D. Heinsohn, E. Martinez, E. Ricaldi, P. Rower, and P. Viramonte, 1994. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K-J. Reutter, E. Scheuber and P. J. Wiggers (Editors), *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer, New York, pp. 23-48.

Yamashita T., 1990. Attenuation and dispersion of SH waves due to scattering by randomly distributed cracks. *Pure Appl. Geophys.*, 132, 545-568.

Wong Y. K., 1989. Upper mantle heterogeneity from phase and amplitude data of mantle waves. Ph.D. Thesis, Harvard University, Cambridge, MA.

Zandt G., S. L. Beck, S. R. Ruppert, C. J. Ammon, D. Rock, E. Minaya, T. C. Wallace, and P. G. Silver, 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 1159-1162.

Zandt G., Myers S. C., and Wallace T. C., 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *J. Geophys. Res.*, 100, 10529-10548.

Zhao, W.-L., and Morgan, W. J., 1985. Uplift of Tibetan plateau. *Tectonics*, 4, 359-369.



